

**BEITRÄGE
ZUR GEOLOGIE DER SCHWEIZ**

GEOTECHNISCHE SERIE, LIEFERUNG 35

*Herausgegeben mit Subvention der Eidgenossenschaft von der
Schweizerischen Geotechnischen Kommission
Organ der Schweizerischen Naturforschenden Gesellschaft*

**Petrographie des Roffnakristallins
in Mittelbünden
und seine Eisenvererzung**

Von Marc Grünenfelder

KOMMISSIONSVERLAG:
KÜMMERLY & FREY, GEOGRAPHISCHER VERLAG, BERN

1956

DRUCK VON ASCHMANN & SCHELLER AG BUCHDRUCKEREI ZUR FROSCHAU ZÜRICH

BEITRÄGE
ZUR GEOLOGIE DER SCHWEIZ

GEOTECHNISCHE SERIE, LIEFERUNG 35

*Herausgegeben mit Subvention der Eidgenossenschaft von der
Schweizerischen Geotechnischen Kommission
Organ der Schweizerischen Naturforschenden Gesellschaft*

**Petrographie des Roffnakristallins
in Mittelbünden
und seine Eisenvererzung**

Von Marc Grünenfelder

KOMMISSIONSVERLAG:
KÜMMERLY & FREY, GEOGRAPHISCHER VERLAG, BERN

1956

DRUCK VON ASCHMANN & SCHELLER AG BUCHDRUCKEREI ZUR FROSCHAU ZÜRICH

Vorwort der Schweizerischen Geotechnischen Kommission

An der Sitzung vom 19. November 1955 legte Herr dipl. ing. petr. M. Grünenfelder der Kommission seine Promotionsarbeit an der Eidg. Technischen Hochschule in Zürich: «Petrographie des Roffnakristallins in Mittelbünden und seine Eisenvererzung» vor. Die Kommission nahm die Arbeit, deren Hauptthema der lagerstättenkundlichen und erzmikroskopischen Untersuchung der eigenartigen Sideritlagerstätten des Val Ferrera gewidmet ist, für die Serie der «Beiträge» entgegen.

Herrn Grünenfelder sei für seinen wertvollen Beitrag an die Erforschung der alpinen Vererzung und für seine finanzielle Mithilfe an die Druckkosten der beste Dank ausgesprochen.

Für den Inhalt von Text und Figuren ist der Verfasser allein verantwortlich.

ZÜRICH, Juni 1956.

Für die Schweizerische Geotechnische Kommission

Der Präsident: **Prof. F. de Quervain**

Inhaltsverzeichnis

Vorwort	5
Einführung	5
Allgemein tektonischer Überblick	6
Geologisch-stratigraphische Verbandsverhältnisse	7
Petrographisch-historischer Überblick	7
A. Zur Petrographie des Roffnakristallins	8
I. Das Gesteinsmaterial und seine Physiographie	8
1. Der Granitporphyr («Roffnaporphyr»)	8
2. Monoschematische Na-Kaliumfeldspatgneise	10
Strukturtyp A: körnige Granitgneise	10
Strukturtyp B: Flasergneis	13
Strukturtyp C: Lagengneis	13
Strukturtyp D: Serizitgneis (-schiefer)	14
Strukturtyp E: Augengneis (Ophthalmit)	15
3. Aphanide Randfazies des kristallinen Kernes	16
4. Zusammenstellung der Gewichtsprozente und Molekularwerte der Gesteinsanalysen	18
II. Der kristalline Kern als Tektonit im Zyklus der alpinen Dislokationsmeta- morphose. Seine Beziehungen zum regionalen Gebirgsbau	19
1. Spezielle Tektonik des Roffnakristallins	19
2. Strukturelle und texturale Umbildung des kristallinen Kernes im Gefolge der alpinen Metamorphose	21
3. Jungalpine Deformationserscheinungen.	24
4. Die Mineralzerrklüfte	25
B. Die Sideritlagergänge im kristallinen Kern	26
I. Allgemeine Übersicht	26
II. Geographische Übersicht	26
III. Historischer Überblick.	27
IV. Beschreibung der einzelnen Vorkommen	27
a) Sut Fuina	27
b) Piz Grisch	30
c) Samada Sut	30
d) Val Sterla	30
e) Seehorn	31
f) Samada Sura	32
g) Martegn	32
h) Muttala Sura	32
i) Weitere Vorkommen.	34
V. Die Mineralien, ihre Ausbildung und Verbreitungsweise	35
Manganhaltiger Sideroplesit	35
Hämatit	36
Magnetit	36
Pyrit	36
Kupferkies	36
Bornit	37

Kupferglanz	37
Fahlerz	37
Cu-Bi-Mineralien	37
Covellin	37
Ilmenit.	37
Ferrocalcit	37
Calcit	38
Aegirin	38
Chlorit	39
Quarz	39
Albit.	39
Alkalifeldspäte	39
Muskowit.	39
Tabellarische Zusammenstellung über die Verbreitungsweise der Mineralien	40
1. Intensitätsverhältnisse	40
2. Extensitätsverhältnisse	40
VI. Die Erzverwachsungen	40
1. Granoblastisches Siderit-Quarzgefüge	41
a) Feinkörniges, relativ massiges Sideriterz	41
b) Stromatitiches, mikrochorismatisches Sideriterz	41
c) Porphyroklastisches Siderit-Quarzgefüge	42
d) Sehr feinkörniges bis feinkörniges granoblastisches Quarz-Sideritgefüge, Paragenese der Cu-Bi-Mineralien	42
e) Imprägnativ-metasomatische Verwachsungsstruktur	43
Beeinflussung der Siderit-Quarzvererzung in der Oxydationszone	45
2. Hypidiomorphe, z. T. grobkristalline Skarnerze	45
a) Kataklastisch-hypidiomorphes Magnetit-Aegiringefüge	45
b) Stromatitiches Chlorit-Siderit-Quarzgefüge	45
c) Feinkörniges dichtes Hämatit-Aegiringefüge	45
d) Grobkristalline Aegirin-Quarzstruktur	46
3. Feinkörnige Hämatit-Quarzbänder	46
a) Feinkörniges bis sehr feinkörniges Hämatit-Quarzgefüge	46
b) Siderit-Hämatiterz mit grobschichtiger Textur	46
VII. Zur chemischen Zusammensetzung der Erzlager	48
VIII. Das eisensulfidische Erzlager am Hüreli	49
a) Situation und geologische Lagerung	49
b) Mineralogische Charakterisierung	50
C. Allgemeine Betrachtungen	51
1. Betrachtungen über die Metamorphose der Lagerstätten	51
2. Vergleich mit anderen Siderit-Lagerstätten	51
3. Genetische Überlegungen	52
a) Die Eisenvererzung im Roffnakristallin und ihre Beziehungen zur Erzmineralisation Grau- bündens	52
b) Alter der Lagerstätten, Herkunft der Erzlösungen.	54
D. Zusammenfassung - Abstract	55
Literaturverzeichnis	56

Vorwort

Die vorliegende Arbeit entstand auf Anregung von Herrn Prof. Dr. P. Niggli †. Die Feldbegehungen wurden in den Sommermonaten der Jahre 1952, 1953 und 1954 ausgeführt. Ein erster Überblick wurde im Rahmen einer Diplomarbeit zur Erlangung des Diplomes eines Ingenieur-Petrographen gegeben.

Vor allem gedenke ich meines verehrten Lehrers, Herrn Prof. Dr. P. Niggli, in aufrichtigster Dankbarkeit.

Besonderen Dank schulde ich den Herren Prof. Dr. C. Burri, F. de Quervain, F. Laves, R. L. Parker, Priv.-Doz. Dr. W. Epprecht und Dr. J. Jakob. Herrn Prof. Dr. R. Staub verdanke ich wertvolle Anregungen. Dankbar gedenke ich ebenfalls der wertvollen Diskussionen und gemeinsamen Feldbegehungen mit Herrn dipl. ing. geol. J. Neher, welche die Arbeit um vieles bereicherten.

Es ist mir sodann eine schöne Pflicht, an dieser Stelle dem Schweizerischen Schulrat für die Erteilung von jährlichen Stipendien aufrichtigst zu danken. Der Schweiz. Geotechnischen Kommission bin ich für ihre wertvolle Hilfe bei der Drucklegung dankbar.

Herrn Prof. Dr. P. Ramdohr schulde ich besonderen Dank für die stete Bereitwilligkeit, mich während meines Stipendienaufenthaltes am Mineralogisch-petrographischen Institut der Universität Heidelberg in erzdiagnostische Arbeiten einzuführen.

Der Schamser und Averser Bevölkerung gebührt mein herzlicher Dank für die aufrichtige Gastfreundschaft.

Vor allem aber bin ich meinen lieben Eltern, die mir das Studium ermöglichten, von Herzen dankbar. Ihnen sei diese Arbeit gewidmet.

Einführung

Seit im Jahre 1903 G. RÜETSCHI (64) die petrographischen Verhältnisse des «Roffnaporphyrstockes» beschrieb, sind in dem heute als Stirn der mittelpenninischen Surettadecke erkannten granitischen Roffnakristallin keine neuen petrographischen Untersuchungen durchgeführt worden. Arbeiten, wie diejenigen von O. WILHELM (82, 84), ARNOLD HEIM (33) und ED. ESCHER (15), die als Hauptthema die Eisenerzlagertstätten im Kristallin und seiner sedimentären Umhüllung zum Gegenstand hatten, enthalten keine umfassende Behandlung des kristallinen Komplexes.

Das Untersuchungsgebiet (Fig. 1 und Tafel III) umfaßt die Berge um die Roffnaschlucht (Rofla der Landeskarte) und die nach Süden ziehenden Gebirgskämme — Mittaghorn, Seehorn und Schwarzhörner im W, Hüreli, P. Muttala und Piz Por im E —, welche im Surettahorn (3027 m ü. M.) kulminieren. Den Anschluß bilden im W die Arbeiten von A. GANSSER (22), im E diejenigen von V. STREIFF (76). Im NW befinden sich die Splügener Kalkberge, eingehend untersucht von J. NEHER. Im NE wurde die Beveringruppe von H. JÄCKLI (40) bearbeitet. Den im südlichen Anschluß auftretenden Casannaschieferserien des Val Niemet und des Valle di Lei (tektonisch der Stellamasse zugehörig), fehlt noch eine genaue petrologische Bearbeitung. Die Landschaft Schams wurde bereits in den Jahren 1920 bis 1926 von O. WILHELM im Maßstab 1:50000 kartiert. Innerhalb des Roffnakristallins trennte er lediglich eine Augengneisfazies ab.

Die Neuaufnahmen erfolgten auf Vergrößerungen im Maßstab 1:25000 der Blätter San Bernardino und Safiental der neuen Landeskarte der Schweiz.

Die Arbeit gliedert sich in drei Teile. Im ersten wird die Geologie und Petrographie des kristallinen Kerns behandelt. In einem zweiten Teil wird auf dessen Vererzungserscheinungen, vorzüglich eisenkarbonatischer und oxydischer Paragenese, eingegangen. Schließlich wird in einem letzten Teil in allgemeiner Betrachtung die Beziehung zwischen tektonischem Grundbauplan und Vererzung berücksichtigt und die Genese der Erzlager diskutiert.

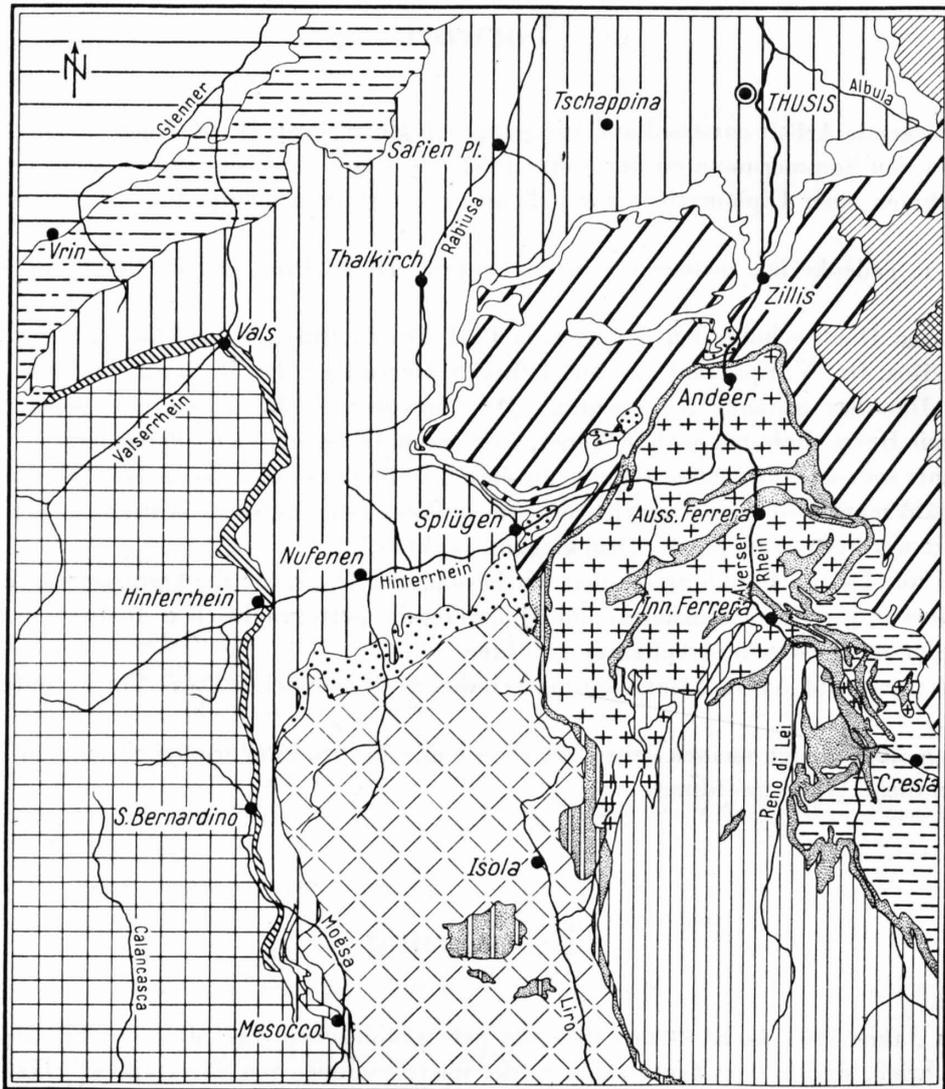


Fig. 1. Tektonische Übersichtskarte (nach H. Jäckli).

Allgemein tektonischer Überblick. Im großtektonischen Raum des südlichen Mittelbündens läßt sich östlich der Tessiner Kulmination die mittelpenninische Surettadecke als eine nach N vorgeschobene, axial nach E einfallende Struktureinheit erkennen. Im W wird sie von den Sedimentserien der Splügenermulde unterlagert, welche keilförmig die Surettadecke von der ihr tektonisch nächsttiefer gelegenen Tambo-Decke trennt. Im N wie im E wird sie vom komplexen System der Schamser bzw. hochpenninischen Decken überlagert. Die Übersichtskarte der Fig. 1 gibt die tektonische Situation wieder, die das Resultat der Untersuchungen von R. STAUB (74), O. WILHELM (83, 84), A. GANSSER (22), V. STREIFF (76), H. JÄCKLI (40) und J. NEHER darstellt.

Die geologisch-stratigraphischen Verbandsverhältnisse der Surettadecke wurden bereits von O. WILHELM (84) und V. STREIFF (76) näher erörtert. In großen Zügen haben wir die Surettadecke in

- a) einen kristallinen Kern und
- b) die sedimentäre Ummantelung desselben

zu gliedern.

Der kristalline Kern läßt sich weiter in zwei großräumige Teilkomplexe unterteilen. Der Nordrand wird ausschließlich vom granitischen Roffnakristallin («Roffnaporphyr») aufgebaut. In südlicher Fortsetzung setzen die als Casannaschiefer bezeichneten Paragesteinszüge der Stellamasse ein, welche vorwiegend aus Glimmerschiefern, chloritischen Serizitalbit- und Albitgneisen bestehen. Einlagerungen von Glaukophaneklogiten und Amphiboliten sind bereits südlich Innerferrera an der Averserstraße von O. WILHELM kartiert worden. Neuerdings sind Glaukophanamphibolite und Graphitschiefer (Karbon?) ebenfalls im Val Ursaregls und im südlichen Teil des Surettatales vorgefunden worden.

Die Grenzregionen beider kristallinen Teilkerns ist auf der Kartenskizze (Taf. III) als Zwischenzone ausgeschieden worden. Nur präzise Feldkartierungen im großen Maßstab werden gestatten, auf die Lagerungsverhältnisse näher einzugehen. Es bleibt also späteren Untersuchungen vorbehalten, im Zuge der Neubearbeitung der Casannaschieferserie weitere Einzelheiten geben zu können. Wichtig ist allerdings die Feststellung, daß nirgends ein Intrusivkontakt des Roffnakristallins gegenüber der Casannaschieferserie gefunden werden konnte. Letztere liegen mit Amphiboliten vergesellschaftet in einer intensiven Wechsellagerung vor.

STREIFF (76) beschreibt vom W-Abhang des Piz la Tschera auf Salegn eine diskordante Lagerung der sedimentären Umhüllung gegenüber dem Roffnakristallin. Als unmittelbar hangende Partie tritt ein grobes Konglomerat von 4 cm dicken Quarzgeröllen auf, welches an Hand stratigraphischer Analogien in die permische Altersstufe als Verrucano zu setzen ist. Im Hangenden folgen die triasischen Gesteinsserien in konkordanter Lagerung, die STREIFF in ostalpiner Faziesgliederung aufgeteilt hat. Es handelt sich dabei um eine tektonisch bedingte Lagerung, die ein Indiz einer prätriaschen, herzynischen Faltung des Surettakristallins darstellt (siehe auch S. 21). Als jüngere Schichtserien treten, hauptsächlich im Süden das Avers aufbauend, jurassische Bündnerschiefer auf. Sichere kretazische Schichtglieder fehlen der Surettadecke.

Petrographisch-historischer Überblick. Im letzten Jahrhundert war das Roffnakristallin Gegenstand mehrfacher Untersuchungen:

A. ESCHER und STUDER (14) beschreiben 1839 kurz die Lagerungsverhältnisse und bezeichnen die Roffnagesteine als Chloritgneise und Gneisporphyre. ALBERT HEIM (30, 31) erscheint das Gestein als ein alter Porphyrostock, jünger als die Adulagneise und älter als der Rötidolomit. Er nennt ihn auch Porphyrgneis oder Roffnaporphyr (32). BODMER-BEDER (5) beschreibt das Gestein als Orthoklas-Muskovitporphyr. C. SCHMIDT (65) unterteilt das Gestein in vier Typen: Augengneis, Körnelgneis, Glimmerschiefer und Felsitschiefer, alles Metamorphite, von einem Granitporphyr abstammend. Eine erste umfassende Beschreibung der Roffnagesteine hat G. RÜETSCHI (64) gegeben.

A. Zur Petrographie des Roffnakristallins

I. Das Gesteinsmaterial und seine Physiographie

Das Baumaterial des granitischen Kernes läßt sich makrodiagnostisch in

1. Granitporphyr s. str. («Roffnaporphyr»),
2. monoschematische Alkalifeldspatgneise,
3. aphanide Gesteinstypen

gliedern. Der weitaus größte Teil wird von den monoschematischen Alkalifeldspatgneisen eingenommen welche sich ihrerseits, infolge verschieden intensiver Differentialbewegungen, in strukturell und textuell unterschiedliche Typen getrennt einteilen lassen, die dementsprechend im Handstück voneinander unterscheidbar sind. Um so eigenartiger ist ihre Gleichartigkeit im Dünnschliff, die dadurch schon bestimmt ist, daß der Mineralbestand durchgehend konstant bleibt.

Als Randfazies und gleichsam als Ummantelung des kristallinen Kernes erscheint am Splügenpaß, im Görwald südlich Sufers und auf einer Linie Lai da Vons—Pastgaglias (nördlichste Stirnregion), eine aphanide Gesteinsfazies, die, wie die physiographische Beschreibung (S. 16), die chemische Analyse, wie auch die geologischen Lagerungsverhältnisse zeigen, die Natur eines Mischgesteines aufweist und genetisch eine Tuffbildung vermuten läßt.

1. Der Granitporphyr s. str. (« Roffnaporphyr »)

Verbreitung: Er herrscht in der Gruppe der inneren und äußeren Schwarzhörner, östlich des Splügenpasses vor. Sonst trifft man diese Gesteinsfazies eher linsenartig in Zonen von 5 bis 40 m Mächtigkeit in der Roffnaschlucht, am Veneroccal (Südabhang des Piz Por) und stellenweise östlich Außerferrera an. Stets zeigt sie durchgreifende Lagerung bei schwacher und meist weitständiger Klüftung (Kluftabstand 1—2 m). Randlich geht sie ohne scharfe Abgrenzung in die monoschematischen Alkalifeldspatgneistypen über.

Makroskopische Kennzeichen: Das Gestein ist porphyrkörnig mit aphanider Grundmasse und weist eine typische graue Farbtonung auf. Als Einsprenglinge liegen vor: vorherrschend rundliche, fettglänzende Quarze von 3 bis 5 mm Größe, Kaliumfeldspat mit Zwillingsbildung nach dem Karlsbadergesetz, meist 3 mm groß. Als typomorpher, mitbestimmender Hauptgemengteil ist Biotit vorhanden, dessen randliche, hellere Farbtöne auf angehende Zersetzung hinweisen. Die Struktur ist holokristallinporphyrisch, die Textur massig-richtungslos. Stellenweise lassen sich polyschematische Strukturbilder erkennen, die durch Aggregation von zersetzten Biotitpaketen in massig-rundlichen Formen bis zu 5 cm Dicke entstehen.

Chemismus: Die aus der chemischen Analyse (S. 18) berechneten Niggli-Werte sind:

si	al	fm	c	alk	k	mg
349	40,5	12,5	8	39	0,47	0,33

Zusammensetzung: engadinitgranitisch.

Mineralogische Charakterisierung: Die mikroskopische Untersuchung zeigt, daß das Gestein einer schwachen Kataklyse und Umwandlung unter epithermalen Bedingungen unterworfen worden ist. Dies äußert sich in Mineralumwandlungsprozessen und hauptsächlich in Änderung der gegenseitigen Lage der Gemengteile.

Der wichtigste Gemengteil ist Quarz. Als Einsprengling von isometrisch bis eiförmiger Form und mittel- bis grobkörnigem Charakter, ist er durch frisches, glasklares Aussehen gekennzeichnet. Der Porphyrkristall ist unregelmäßig begrenzt, meist gerundet, und enthält in Reihen angeordnet Flüssigkeitseinschlüsse. Charakteristisch sind Spaltrisse, die zwei im schiefen Winkel aufeinander liegende

Richtungen aufweisen. Damit verbunden tritt eine undulöse Auslöschung auf, wobei eine schachbrettartige Felderung resultiert. Böhmsche Streifung ist nur sehr extensiv verbreitet.

Neben den rein isometrisch gebauten Quarzporphyrkristallen kommen untergeordnet Individuen mit Resorptionsbuchten vor, welche mit mikrokristalliner Grundmasse ausgefüllt sind, und solche, die linsig geschwänzte Formen annehmen. Formal sind beide Idioblasten, genetisch ist der erstgenannte als ein Resorptionskristalloid zu betrachten, der letztere als ein Kristalloklast, dessen Risse, jetzt durch Neuausscheidungen verheilt, sowohl beim Abkühlungsprozeß der Schmelze, als auch durch Einwirkung der Dislokationsmetamorphose entstanden wären.

Als Produkt der Epimetamorphose ist Quarz auch als Kitt von Alkalifeldspatbruchstücken auskristallisiert. Mörtelkränze oder gar Zertrümmerung zu einem feinkörnigen Gemenge gerundeter Quarze lassen sich nirgends feststellen.

Als nächst vorherrschende typomorphe Hauptgemengteile sind die Alkalifeldspäte zu berücksichtigen. Es handelt sich dabei durchweg um Mikroklinperthite [Triklinität von $\Delta = 0,87$ (LAVES 26)]. Die Körner sind meist kleiner geformt als die Quarzeinsprenglinge. Untergeordnet zeigen manche Individuen frischen Habitus bei xenomorpher Gestaltung und langgestreckter Form. Verschwommene, manchmal auch scharfe Mikroklingitterung und perthitische Entmischungserscheinungen sind aber die Regel. Die Art der Entmischung ist sehr vielgestaltig. Meist treten Fasern, Adern und Flecken von Albit auf. Dazu gesellt sich eine für das gesamte Roffnakristallin charakteristische, scharf konturierte Einlagerung von Albitkristallen (6—9% An), die häufig nach dem Albitgesetz einfach oder polysynthetisch verzwilligt sind. Diese Einschlüsse sind nirgends eingeregelt gefunden worden. Sie müssen wohl, der regellosen Anordnung im Wirtkristall und der scharfen Abgrenzung gegenüber dem Alkalifeldspat wegen, als Produkt einer frühmagmatischen Phase angesehen werden. Als weitere Einschlüsse sind kleine Biotitfetzen und Serizit-Schuppen zu nennen.

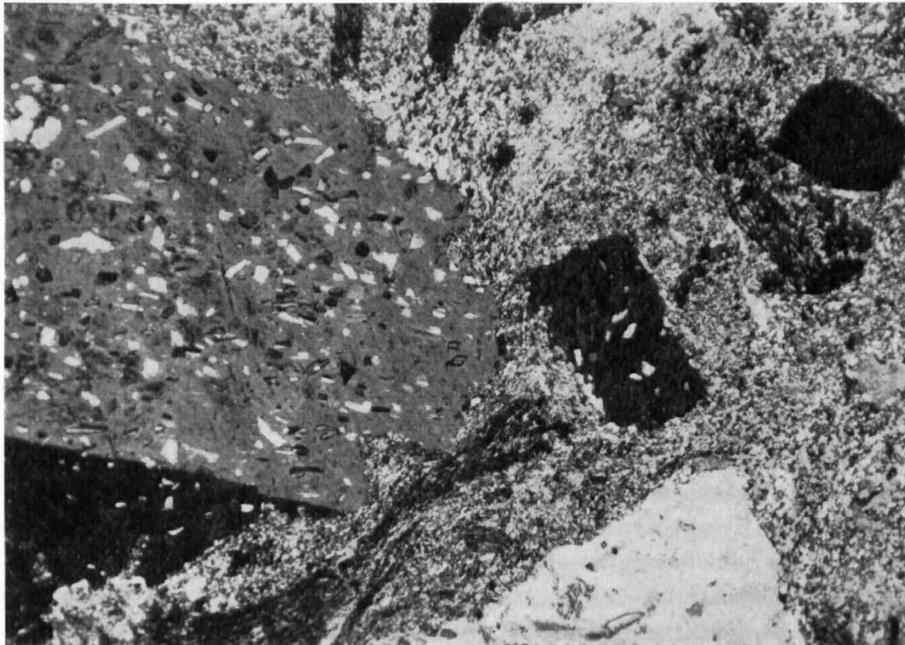


Fig. 2. Richtungsloser Granitporphyr. Feinkristalline Grundmasse aus Quarz, Alkalifeldspat und etwas Serizit. An Porphyrokristallen treten auf: Mikroklinperthite mit Einschlüssen von Albit und Quarz, protoklastische Quarze und Biotitschuppen, die nunmehr reliktsch vorhanden sind (rechts oben). Dünnschliff, 50 \times . Fundort: Äußere Schwarzhörner.

Der Plagioklas ist nirgends mehr in unverändertem Zustand erhalten. Es sind Albite bis saure Oligoklase, die meist als erste Gemengteile die epimetamorphe Umwandlung erleiden. Sie wurden ausgewalzt, kataklastisch zerrissen und sind bei einer durchschnittlichen Größenordnung von 1 mm von Mikrolithenschwärmen erfüllt, die vorwiegend aus Mineralien der Zoisit- und Serizitgruppe gebildet sind. Die Anordnung von Serizit und Zoisit (an größeren Körnern diagnostiziert) zeigt keinerlei

Gesetzmäßigkeit, Zonen ehemaliger Zwillingslamellen sind meist stark mit Zoisit angereichert. Form und Größe dieser zersetzten Plagioklasporphyrkristalle und die Lage der teilweise noch erhaltenen Zwillingslamellierung lassen die Gestalt der primären Plagioklasindividuen noch erkennen.

Mit deutlicher Intensität kommt als Einsprengling Biotit in 2 bis 3 mm großen Blättchen vor. Bei diesen dunkeln Hauptgemengteilen sind die epimetamorphen Umwandlungserscheinungen bedeutend komplexer als bei den vorgehend besprochenen Gemengteilen. Ihre Gestalt ist durchweg xenomorph, indem Biotit ausgewalzte, verbogene Lappen bildet. Als Umwandlungsprodukte treten Serizit, Chlorit, Quarz, Pistazit, Rutil und Titanit auf. Die beiden letzteren, besonders aber Rutil, sind für die epithermale Umwandlung sehr charakteristisch. Die Umwandlung selbst beginnt mit der Bildung eines feinen Sagenitgewebes. Eine spätere Bildung ist diejenige von Serizit, Chlorit und Quarz, letzterer mit Pistazit stark verwachsen. Die Chloritisierung ist weitaus am meisten verbreitet und regelmäßig auf die randlichen Zonen beschränkt. Gleich verhält sich der Titanit, der paragenetisch mit Magnetit anzutreffen ist. Nicht selten findet man Einschlüsse von idiomorphem Apatit.

Als primär reliktsches Mineral, dessen Extensität und Intensität gering ist, trifft man gewöhnliche Hornblende an. Die Korngröße schwankt zwischen 1 bis 0,1 mm. Sie zeigt ein Gefüge, das an die Maschenstruktur eines serpentinierten Olivines erinnert, indem die reliktschen Hornblendekörner den Charakter von Einschlüssen in der epimetamorphen Umwandlungsmasse angenommen haben. Diese besteht aus Epidot, Chlorit, Strahlstein und etwas Titanit. Damit verknüpft, stellt sich eine Ausbleichung der Hornblende ein. Als Einschlüsse enthält sie idiomorphe Apatitkörnchen. Als primäres Umwandlungsprodukt weist Hornblende feinblättrige Biotite auf, die ihrerseits stark ausgebleicht oder ganz zersetzt sind. Die intensive Chloritisierung findet sich meist nicht pseudomorphosenartig nach Hornblende, sondern mit Biotit vergesellschaftet vor.

Die Grundmasse ist durchweg feinkörnig; Quarz, Alkalifeldspat und untergeordnet einzelne Albitindividuen bilden für sich ein granoblastisches Gefüge, dem ein lepidoblastisches Gefüge von Serizitschuppen gegenübergestellt werden kann. Serizit ist nur spärlich vertreten und schmiegt sich, aggregiert in linsenförmigen Lagen, um Alkalifeldspat, zersetzten Plagioklas und Biotit.

Das Mengenverhältnis Quarz-Alkalifeldspat ist schwankend; in der Regel überwiegt Alkalifeldspat an Größe und Anzahl.

Als akzessorische Gemengteile sind außer Apatit, Pyrit und als sekundäre Bildung xenoblastischer Calcit, meist als Kittsubstanz mit Quarz in Alkalifeldspatrisen, zu nennen.

2. Monoschematische Na-Kaliumfeldspatgneise

Strukturtyp A: Körniger Granitgneis

Verbreitung: Er ist viel weiter verbreitet als der Granitporphyr. So baut er im Gebiet der Roffnalschlucht die beidseitigen Talhänge von Crestawald bis Bärenburg auf.

Makroskopische Beurteilung: Bei mittlerem bis feinem Korn sind die körnigen Granitgneise durch undeutliche Schieferung ausgezeichnet. Gegenüber dem oben besprochenen Granitporphyr mit der typischen gräulichen Farbtönung, erscheint dieses Gestein grün. Ursache dafür ist der stark zurücktretende Gehalt an Biotit und damit verbunden ein reichlicheres Auftreten von phengitischem Serizit. Als Porphyrkristalle finden sich Alkalifeldspat und Quarz.

Chemische Zusammensetzung (Analyse S. 18): Die Molekularwerte nach Niggli sind:

si	al	fm	c	alk	k	mg
352	41,5	14,5	8,5	35,5	0,54	0,29

Zusammensetzung: engadinitgranitisch.

Die Mineralkomponenten: Bei sehr regelmäßiger Verteilung aller Komponenten und fast gleichem Mengenverhältnis der Porphyroklasten von Quarz und Alkalifeldspäten sind letztere, als Mikroklinperthite (Triklinität $\Delta = 0,85$) diagnostiziert, durchweg größer geformt. Alle Stadien der Mikroklingitterung, vom fleckenartigen Auftreten zur verschwommenen bis scharfen Gitterung, die dann

das ganze Mineralkorn erfassen, sind erkennbar. Die Mikrokline sind xenomorph gestaltet, teilweise langgestreckt und der schwachen Schieferung relativ gut eingeregelt. Die Korngröße variiert zwischen 0,5 mm und 3 mm. Perthitische Entmischung ist auf die größeren Individuen beschränkt, und zwar in Form kleiner Fetzen. Als Einschlüsse erscheinen tropfenförmiger Quarz, untergeordnet einzelne Serizit-schuppen und die bereits auf Seite 9 beschriebenen Albiteinsprengungen. Zusätzlich tritt eine schwache Albitisierung der Alkalifeldspäte auf. Ihr erstes Stadium läßt sich dadurch erkennen, daß durch die Bildung von Mörtelkränzen um den Alkalifeldspatporphyrkristall sich isometrische Albit- und Quarzkörner ansiedeln, die korrodierend in den Alkalifeldspat hineingreifen. Dieses Bild ist für den Strukturtyp A besonders charakteristisch. Daß eine stärkere Differentialbewegung das Gestein erfaßt hat, als dies beim Granitporphyr eintraf, beweist das Auswalzen der Quarzkörner unter Bildung von Mörtelquarz. Böhmsche Streifung, kataklastische Auslöschung und Zweiachsigkeit sind für alle Qz-Porphyrkristalle die Regel.

Auf ursprünglich vorhandenen Biotit deuten kleine Fetzen, die aus Aggregaten von Chlorit, Epidot, Magnetit und Titanit bestehen. Primäre Plagioklase sind kaum mehr erkenntlich. Wenige kataklastische Formen sind erhalten geblieben, bei denen Umkristallisation zu neuem, frischem Albit, Serizit und Zoisit deutlich ist.

Die Grundmasse aus Alkalifeldspat und Quarz nimmt vorwiegend ein bedeutend gröberes Korn an, aus welcher namentlich das lepidoblastische Gefüge des Serizitaggregates im Vergleich mit dem Granitporphyr quantitativ stärker hervorsticht.

Unter den Nebengemengteilen ist neben Erzkörnchen vor allem idiomorpher Apatit verbreitet. Feine Calcitkörnchen sind an Spalten und Risse gebunden.

Die mechanische Zertrümmerung der Porphyrkristalle einerseits und die beginnende Umkristallisation der Grundmasse, welche zu einer Kornvergrößerung geführt hat, andererseits, bedingen eine Verwischung der primär porphyrischen Struktur und verleihen, wenigstens makroskopisch, dem Gestein ein körniges Aussehen.

Struktur: Ausgesprochen körnig, hypidiomorph bis porphyroklastisch brekziös mit relativ großen Alkalifeldspäten. Besonders typisch sind feine Mörtelkränze um Alkalifeldspat und Quarz, xenomorphkörnig. Das Gefüge zwischen den Einsprenglingen ist grano- bis lepidoblastisch. Alkalifeldspat ist manchmal poikilitisch von Quarztropfen durchsetzt.

Textur: Richtungslos bis schwach schiefrig. Glimmerfasern schlecht geregelt. Im Handstück erkennt man oft die schiefrige Textur besser als im Dünnschliff. Quarz zeigt häufig eine deutlichere Regelung als die Alkalifeldspäte.

Bemerkenswert ist das Auftreten 5 bis 50 cm mächtiger exogener Schollen und Schlieren, die sowohl sauren als auch basischen Charakter besitzen. Fig. 3 zeigt deutlich das atektonische Verhalten dieser Einschlüsse. In keinem Fall läßt sich eine gemeinsame Schieferungsrichtung, oder eine gleichartige Einregelung der Mineralkomponenten mit dem Nebengestein feststellen. Solche Fremdeinschlüsse sind streng auf einzelne Lokalitäten beschränkt und besitzen keineswegs extensiven Charakter. Im Gebiet der Surettaseen sind solche makrochorismatischen Erscheinungen beispielsweise auf einen anstehenden Fels von 20 m Mächtigkeit beschränkt. Zwischen Plan di Bov und Alp Nursera sind ebenfalls gleichartige Zonen anstehend. Einzelne abgestürzte Blöcke können im Bachbett des Averserrheines südlich des Wasserfalles bei Außerferrera beobachtet werden.

a) Leukokrate Einschlüsse: Makrodiagnostisch liegen sie mit eckig-kantiger Umrandung innerhalb des körnigen Granitgneises. Im Dünnschliff läßt sich eine porphyroklastische Struktur hauptsächlich aus Quarz und Mikroklinperthit feststellen, die durch ein intensives granoblastisches Rekristallisationsgefüge überprägt wird. Vereinzelt finden sich feinkörnige Neubildungen von polysynthetisch verzwilligtem Albit vor. Die Alkalifeldspäte sind durchweg entmischt, hauptsächlich unter Bildung von zentral gelegenen Schachbrettalbit, der radial in flammenartige Perthitlamellen übergeht. Scharfe Mikroklingitterung ist nur auf xenomorphe Individuen feinkörniger Größe beschränkt. Nebengemengteile: Schnurartig angeordnete Epidotkörner, Chlorit und etwas Pyrit.

Der Reaktionssaum gegenüber dem körnigen Granitgneis wird hauptsächlich von schlauchförmigen Chloritlagen und Epidotschlieren gebildet, deren strukturelle Lage einen scharfkonturierten mikrochorismatischen Gefügecharakter ergeben (Fig. 4).



Fig. 3. Leukokrate Einschlüsse im körnigen Granitgneis. Eckig-kantige Begrenzung bei meist ovaler Ausbildung. Fundort: SW Surettaseen, 2280 m.



Fig. 4. Reaktionssaum von schnurartig angeordneten Chloritschuppen an der Grenze gegenüber körnigem Granitgneis. Innerhalb der zum Teil rekristallisierten Grundmasse des Granitgneises, stellen sich Anhäufungen von Epidotknollen ein (links unten, schwarz). Rechts oben grobkristalliner, kataklastischer Quarz. Dünnschliff, $80\times$, gekreuzte Nicols. Fundort: SW Surettaseen, 2280 m.

b) Melanokrate Schollen: Im Gegensatz zu den unter a) beschriebenen Typen erscheinen sie eher linsig angeordnet, sind aber ebenfalls nicht in die Schieferungsfläche des körnigen Granitgneises eingeregelt. Diese Lagerungsverhältnisse lassen sich im Dünnschliff erfassen, indem ein fast senkrecht absetztes Gefügeeinheiten zu beobachten ist. Die basischen Schlieren sind hauptsächlich aus einem feinkörnigen Aggregat von Serizit, Epidot und Zoisit aufgebaut, das mikrolithisch lagen- bis streifenweise abwechselt. Die Korngröße ist durchgehend geringer als die des Nebengesteines.

Nur ausnahmsweise finden sich Gänge pegmatitischer Natur. Im Gefolge dieser Differentiate sind lokal Injektionen und Apophysen anzutreffen, die mit schwacher ptygmatischer Fältelung des hauptsächlich aus Quarz, Mikroklin und Albit bestehenden chymogenen Neosoms ein stromatisches bis arteritisches Aussehen ergeben.

Strukturtyp B: Flasergneis

Makroskopische Beurteilung: Die Gesteine sind durchgehend sehr einheitliche, flaserig-augige Alkalifeldspatgneise mit relativ reichlichem Gehalt an Phengitglimmer. Die durchweg im serizitischen Aggregat auftretenden Phengite sind gut in die S-Fläche eingeregelt. Besonders charakteristisch sind die bis 2 cm langen Alkalifeldspat- und die etwas größeren Quarzauge, die zu flachlinsigen Streifen ausgewalzt sind. Zur Hauptsache tritt der Flasergneis zonenartig zusammen mit den anderen Tektonittypen auf, mit denen er durch undeutliche Übergänge verbunden ist.

Die Mineralkomponenten: Quarz ist als Sandquarz mittel- bis feinkörnig entwickelt. Die größeren Körner zeigen xenomorphe Begrenzung, die kleineren Individuen sind mehr ausgewalzt und lassen schöne Beispiele von Streckungshöfen beobachten. Risse werden nur in größeren Individuen beobachtet und laufen ungefähr parallel der Schieferung. Tropfen- und Myrmekitquarz ergänzen das Strukturbild.

Charakteristisch und auffallend sind in allen diesen Gesteinen die großen Alkalifeldspat-individuen (Mikroklinperthite, Triklinität $\Delta = 0,87$), um die sich in flaserigen unregelmäßigen Zügen ein Gewebe von Quarz, Serizit und untergeordnet Epidot schmiegt. Sie zeigen prachtvolle Bilder eines mechanisch zertrümmerten Kornes. Mit dieser intensiven Zerstückelung geht eine chemische Auflösung Hand in Hand. Sie äußert sich in einer vielgestaltigen Entmischung in Form von Fasern, Spindeln und Adern, welche zwei fast senkrecht aufeinanderstehenden Systemen angehören. Mit dieser perthitischen Entmischung verbunden lassen sich einschlußfreie Schachbrettalbitsäume feststellen. Dieser Ersatz folgt kristallographischen Richtungen, die sich durch Spaltrisse äußern. Gleichartige Schachbrettalbite finden sich, allerdings weit weniger häufig, fleckenartig innerhalb eines Alkalifeldspatwirtkristalles. Die Flecken von Alkalifeldspat, die noch erhalten sind, zeigen unregelmäßige, oft durch primäre Korngrenzen bedingte Umrisse. Dort wo Quarzkörnchen anstoßen, weicht der Albitsaum zurück. Der Albit der albitisierten Alkalifeldspäte ist immer in charakteristischer Art nach dem Albitgesetz verzwillingt. In den Tauern scheinen diese Erscheinungen an Alkalifeldspäten verbreitet zu sein [CORNELIUS (10) und EXNER (17)].

Längs Rissen oder am Rande der porphyroklastischen Alkalifeldspat-Individuen entwickeln sich untergeordnete warzenartige Symplektite, die sehr an Myrmekitbildungen erinnern. Graphische Verwachsungen von Quarz und Na-reichen Plagioklasen als synantetische Bildungen an Grenzen zwischen Plagioklasen und Kaliumfeldspat sind vielenorts beschrieben. In diesem Falle ist ein saurer Plagioklas an der Reaktion nicht beteiligt, wobei vermutet wird, daß es sich um eine eigentliche schriftgranitische Durchdringung von Quarz und Kalifeldspat handelt.

Die Unterschiede in der Korngröße sind auch in diesem Typus stark verwischt, indem die früher bestehende Grundmasse aus Quarz, Alkalifeldspat und wenig Albit-Oligoklas zusammen mit einem Teil der Trümmer der Einsprenglinge eine Umkristallisation zu frischem Albit (5—9% An), phengitischem Glimmer, Alkalifeldspat und Quarz erlitten hat. Die flaserige Schieferung ist teils aus mechanischer, teils aus Kristallisationsschieferung entsprungen.

Nebengemengteile: Epidot, Titanit, Chlorit, idiomorpher Rutil und Apatit verbreitet, hauptsächlich in Spalten und Rissen, zusammen mit Quarz, Neukristallisation von Calcit.

Struktur: Porphyrisch bis porphyroklastisch. Das Gefüge zwischen den Einsprenglingen ist hypidio-, grano- bis lepidoblastisch.

Textur: Lentikular-flaserig. Mangelhafte Regelung der Serizite. Ausgewalzter Mörtel um Feldspateinsprenglinge zeigt oft gute Paralleltextur.

Strukturtyp C: Lagengneis

Makroskopische Beurteilung: Die Lagengneise zeigen eine ausgezeichnete Streckrichtung in b der auf der S-Fläche liegenden phengitischen Serizitschüppchen, währenddem sie in a, infolge der bis 4 mm großen Alkalifeldspatindividuen eher flaserig-augigen Charakter annehmen. Bei ausgesprochen linear-gestreckter Ausbildung der Glimmerlagen sind diese Gneise relativ reich an hellen Gemengteilen. Die Textur ist lagig mit flaseriger Umhüllung der ausgewalzten Feldspatlinsen durch die Glimmerlagen. Schon von bloßem Auge kann man feststellen, daß eine starke Sonderung der hellen Gemengteile ein-

getreten ist, indem feinkörnig, gestreckte Quarz- und Feldspatlagen mit schmalen Streifen von grünem Phengitglimmer wechsellagern. Akzessorisch, häufig lokal aggregiert, tritt limonitisierter Pyrit auf.

Chemische Zusammensetzung: Die Analyse eines Lagengneises, wie er am linken Rheinufer bei Andeer abgebaut wird, hat folgende Niggli-Werte ergeben (Analyse S. 18):

si	al	fm	c	alk	k	mg
346	40	18	8	34	0,55	0,44

Zusammensetzung: engadinitgranitisch mit hohem mg.

Die Mineralkomponenten: Man erkennt sehr deutlich, daß die vorliegende kataklastisch-kristallisationsschiefrige Ausbildung durch Auswalzung und Umkristallisation eines granitporphyrischen Ausgangsmateriales entstanden ist. Ebenso gut kann beobachtet werden, wie vor allem die großen Alkalifeldspatindividuen der Auswalzung Widerstand entgegengesetzten, indem Phengitlagen und Quarzlagen flasrig um ihre Reliktlinen herumgelegt wurden.

Quarz bildet mit Alkalifeldspat (Triklinität $\Delta = 0,86$) und neugebildetem Albit ein granoblastisches Gefüge. Als Einsprengling ist er durchweg von einem Mörtelmus umgrenzt oder zeigt dann typische Beispiele von in Richtung der Schieferung gestreckten Individuen mit beidseitig gelagerten Streckungshöfen, wobei Neukristallisierung des Quarzes eintritt. Undulöse Auslöschung und Böhmsche Streifung sind an die kataklastisch zertrümmerten Quarze gebunden. Porphyroklasten von Alkalifeldspat, die meist bei kleinerem Korn verschwommene Mikroklingitterung zeigen, lassen Umwandlungen zu Phengit und Quarz untergeordnet erscheinen. Starke Entmischungserscheinungen und deutliche Albitisierung erlauben, diese Porphyrokristalle als primär magmatisch ausgeschieden zu betrachten.

Phengit (siehe S. 15) ist durchweg als serizitisches Aggregat ausgebildet. Als Akzessorien treten neben Epidot und Apatit etwas Titanit, Zirkon und Fuchsit auf. Eigenartig ist das Auftreten von kleinen (1 mm Kantenlänge), limonitisierten Pyritwürfelchen, die teilweise schwarmartig und teils regellos im Gestein eingesprengt sind (siehe S. 23).

Struktur: Bei augig-lagiger Ausbildung meistens reliktsch porphyroklastische Struktur. Ausgeprägte Zeilenanordnung gleichkörnig, grano- bis lepidoblastisch.

Textur: Lagig-schiefrige Walztextur mit Anklängen an Kristallisationsschieferung. Albit und Quarz gut geregelt. Phengitzwischenlagen oft wirr und dann schlecht geregelt.

Strukturtyp D: Serizitgneis bis Schiefer

Makroskopische Beurteilung: In den am intensivsten beanspruchten Partien des granitischen Roffnakristallins weist das Gestein eine außerordentlich starke Lamination auf. Solche Zonen befinden sich z. B. bei Crestawald-Geisrücken. Was vorliegt, ist ein phyllitartiges Gestein, in dem die Glimmerkomponente stark überwiegt. Quarz ist noch deutlich zu erkennen, Feldspat scheint kaum vorhanden zu sein.

Chemische Zusammensetzung (Analyse S. 18): Die Niggli-Werte eines Gesteines von Crestawald, Splügenstraße, sind:

si	al	fm	c	alk	k	mg
339	41	24,5	4	30,5	0,66	0,45

Zusammensetzung: engadinitgranitisch (rapakiwitisch).

Mineralkomponenten: Quarz: eckig bis lappig, mittelkörnig. In mittelgroßen Körnern xenomorph, oft vollständig in Trümmeraggregate aufgelöst. In feinkörniger Ausbildung zeigt er idio- bis granoblastische Struktur.

In einsprenglingsartiger Ausbildung treten Alkalifeldspäte (Mikroklinperthite), perthitisch entmischt, an ihrer Umrandung stark korrodiert, auf. Vielfach enthalten sie Serizit-Einschlüsse. Es handelt sich hier um alte Einsprenglinge, welche sich bei der vollständigen Umkristallisation im Gefolge der epizonalen Umwandlung als bestandsfähig erwiesen haben.

Phengit überwiegt deutlich gegenüber den anderen Gemengteilen. Durchweg ist er feinschuppig ausgebildet und dabei schlecht geregelt. Als eigentlicher Grundgewebeserizit kann er wirr liegende Fläsern und Lagen bilden, indem er Quarz und Feldspat einschließt. Sporadisch stellen sich Aggregierungen zu ganzen Glimmerpaketen ein, die bis 4 cm dicke Lagen und Schmitzen umfassen.

Eine chemische Analyse einer homogenisierten Probe von Phengit ergab folgende Werte:

SiO ₂	52,23%	Der Gehalt an CaO, P ₂ O ₅ sowie TiO ₂ wurde als				
TiO ₂	1,00	Apatit, bzw. Rutil in Rechnung gestellt und ab-				
Al ₂ O ₃	19,75	gezogen. Die chemische Formel ergibt sich zu:				
Fe ₂ O ₃	5,36	Si _{14,45} Al _{1,55} O ₄₀ O ₁ (OH) ₇	Al _{4,90}			
FeO	0,97					
MnO	0,04				Fe _{1,11} ^{III}	K _{36,8}
MgO	2,89				Fe _{0,22} ^{II}	Na _{0,32}
CaO	0,89				Mg _{1,19}	
Na ₂ O	2,00				Na _{0,58}	
K ₂ O	10,45					
H ₂ O+	4,05					
H ₂ O—	0,00					
P ₂ O ₅	0,68					
	100,31	Analytiker: J. Jakob				

Die optische Untersuchung der gleichen Probe ergab folgende Werte:

Lichtbrechung ($\pm 0,001$): n_x 1,567, n_y 1,603, n_z 1,607, $n_z - n_x$ 0,040.

Dispersion der optischen Achsen $\rho > \nu$, Achsenwinkel: $2 V 36^\circ \pm 1^\circ$, optischer Charakter: negativ, Pleochroismus: gering, n_y blaßgrün, n_z hellgrün.

Phengite werden aus vielen Alkalifeldspatgneisen der oberen Epizone beschrieben [ROOTHAAN (63), WÜFLING (86), STUTZ (77)].

In dem durch Umkristallisation der primären, granitporphyrischen Grundmasse und eines Teiles der Einsprenglingstrümmer entstandenen Grundgewebe erscheinen neben Phengit neugebildeter frischer Albit, Quarz, untergeordnet Epidot und idiomorpher Calcit in seiner typischen Spaltform. Akzessorisch kommen Pyrit und kleine Titanitafeln vor.

Struktur: Im allgemeinen fein-gleichkörnige, lamellierte, hypidiomorphe, grano-lepidoblastische Ausbildung, mit Übergängen zu porphyrischen bis porphyroklastischen Typen.

Textur: Deutlich mechanisch-schiefzig, schwach kristallisationsschiefzig, bei gleichmäßiger Verteilung der Gemengteile. Übergänge zu lagigen, deutlich kristallisationsschiefzigen Typen vorhanden, ausgezeichnet durch straffere Regelung der Komponenten, andererseits auch zu wirrflaserigen, gefalteten Typen.

Strukturtyp E: Augengneis (Ophthalmit)

Makroskopische Beurteilung: Der Gesteinstypus befindet sich vorzugsweise an den Randpartien der verschiedenen Teillappen, sowie eingewalzt in den rückgefalteten kristallinen Keilen. Die Abgrenzung gegenüber den bereits beschriebenen Strukturtypen ist durch das plötzliche Auftreten großer Alkalifeldspatkristalle gegeben, ohne daß die Grenze durch irgendwelche Kontakterscheinungen oder tektonisch bedingte chorismatische Umlagerungen ausgezeichnet wäre.

Mittel- bis grobkörnige Struktur ist für diesen Gesteinstypus kennzeichnend. Die Grundmasse tritt gegenüber den Porphyrokristallen zurück. Alkalifeldspat, bemerkenswert in idiomorphen Tafeln ausgebildet, überwiegt an Größe (bis zu 5 cm Kantenlänge) und Zahl über Quarz, welcher flatschige Linsen von 1 bis 2 cm Länge bildet. Durch Parallelorientierung der Serizitaggregate wird eine verworren-schiefzige Textur erreicht. Durch Auswalzen der Alkalifeldspateinsprenglinge, sowie Zertrümmerung der Quarzlinsen zu Sandquarz enthält das Gestein eine porphyroklastische Struktur.

Chemische Zusammensetzung: Die Analyse (S. 18) ergibt folgende Werte nach Niggli:

si	al	fm	c	alk	k	mg
350	42,5	17,5	6	34	0,57	0,41

Zusammensetzung: engadinitgranitisch.

Die Mineralkomponenten: Die Alkalifeldspäte (durchweg Mikroklinperthite, Triklinität $\Delta = 0,86$) zeigen schwache perthitische Entmischung. Die Korngröße variiert stark innerhalb des Dünnschliffes, meist beträgt sie 1 bis 2 mm, kann jedoch Zentimeter-Größe annehmen. Die größeren Individuen sind meist von Rissen und Sprüngen durchzogen. Die Orientierung der einzelnen Teileinheiten zueinander wird eine willkürliche, woraus eine mikrobekziöse Struktur resultiert. Längs diesen Rissen sind die Mikroklinindividuen albitisiert. Die letzte Ausheilungsphase wird durch granoblastischen Quarz und Calcit gebildet. Die Pigmentierung ist nicht sehr dicht und oft etwas fleckig angeordnet. An manchen Stellen finden sich innerhalb der größeren Porphyrokristalle idiomorphe Albiteinschlüsse, die zusammen mit den bereits erwähnten Quarztropfen keine Regelung besitzen. Auffallend sind die kleineren Mikroklinkörner, die innerhalb von kleinen Augen auftreten und durchweg fremdgestaltig erscheinen. Sie sind einschlußfrei, lappig umgrenzt, und stellen Überreste größerer Kristalle dar. Fleckig angeordnete Schachbrettalbitbildungen sind relativ selten anzutreffen.

Quarz tritt durchweg xenomorph auf und bildet neben untergeordneten, 2 mm großen Körnern kleinkörnige Aggregate mit Albit und Mikroklin. Undulöse Auslöschung ist für die größeren Körner charakteristisch. Bei guter Regelung ist er in lagiger Anordnung ohne Glimmerlagen mit Albit und Mikroklin vergesellschaftet, in linsiger Anordnung von Serizit umhüllt. Linsige Pflaster zwischen Serizitschuppen sind selten, meistens durchzieht Serizit paketartig wellenförmig das Gestein. Albit (7% An) bildet untergeordnet 0,5 bis 1 mm große Körner, die meist polysynthetisch verzwilligt sind. Meistens sind sie mit Serizitschüppchen gefüllt, seltener mit Zoisit. Zersetzungsfreie Kristalle sind durch Zwillinglamellierung charakterisiert. Akzessorien: Titanit, Zoisit, Apatit und sehr geringe Mengen von zersetzten Biotitschüppchen. Sekundär gebildeter Calcit kann Tafeln bis zu Zentimeter-Größe bilden.

Struktur: Grobhyphidiomorph-porphyrklastisch. Quarz xenomorph körnig, zum Teil streifenartig angeordnet. Glimmerreiches Kyriosom mit lepidoblastisch-gewellter Struktur.

Textur: Durch Feldspat- und hauptsächlich Quarzlagen schwach parallel geregelt. Mechanische Schieferung deutlich. Feinlagig-flaserige Textur. Durch Alkalifeldspatkristalle und Quarz nimmt sie deutlich locker-gefältelten Charakter an.

3. Aphanide Randfazies des kristallinen Kernes (Tuffite)

Das Gestein ist bereits von WILHELM (84) erwähnt worden. Aufgeschlossen ist es unmittelbar östlich der Splügenpaßhöhe, wo es in einer 50 m mächtigen Zone die Grenze gegenüber den triasischen Sedimenten bildet. Südlich Sufers, im Schorschtobel, ergibt sich von 1745 m bis 1820 m das folgende Profil. Die Grenze der Trias bildet ein feines, 1 bis 2 dm mächtiges Tonschieferband, darauf folgen:

70 cm hellgrüner Tuffit mit Quarzporphyrokristallen;

5 m feinkörniger weißer Tuffit mit alpinen Quarz-Turmalingängen von Zentimeter-Mächtigkeit;

10 m Ruschelzone;

1 m feinkörniger stromatitischer Tuffit;

2 m intensiv geklüftete, grüne Tuffitzone, Turmalinrutschharnische, Kakirite;

3 m Ruschelzone;

4 m lagige Tuffitbänke mit Zwischenlagerungen von dezimeter-mächtigen Talkschieferzonen. Diese sind mit grünlichweißer Farbe feinschiefrig texturiert.

U. d. M. ergeben lepidoblastisch ausgebildeter Talk als Hauptgemengteil, Strahlstein und Chlorit eine deutliche lagig-streifige Textur. Untergeordnet treten granoblastisch ausgebildete Quarzkörner auf. Einlagerungen von Karbonaten und vermehrtes Auftreten von Serizit weisen auf Übergänge zu Ophicalcit bzw. Kalkphylliten hin.

Tektonische Störungen verursachen Änderung der Streich- und Fallrichtung.

10 m scharf begrenzte Einlagerung von Augengneis;

3 m lagiger, teilweise verschieferter Tuffit;

2 m grobkörnige Tuffitvarietät mit makroskopisch sichtbaren Feldspäten, unscharfer Übergang zum Lagengneis (Strukturtypus C).

Am Rande des nördlichsten Teillappens bei Lai da Vons und auf Caschlara ist die Ausbildung die gleiche. Sind hier die Mächtigkeiten geringer, so stellt sich südlich Innerferrera eine in der Starlerschlucht beobachtbare tektonisch bedingte (siehe S. 19) Anhäufung ein, die stellenweise 80 m hohe Felswände bildet.

Die geologischen Lagerungsverhältnisse — beschränktes Auftreten des Gesteinsmaterials als Ummantelung des Deckenkernes und kontinuierlicher Übergang zum Roffnakristallin — erlauben folgerichtig anzunehmen, daß es sich hier um eine Randfazies des Roffnakristallins handelt.

Chemismus: Die Analyse (S. 18) eines Gesteines aus dem Schorschtobel (Sufers) ergab folgende Werte nach Niggli:

si	al	fm	c	alk	k	mg
520	38	14	3	45	0,72	0,27

Sehr auffallend ist bei dieser Tuffitanalyse die große negative Differenz $al - alk = -7$. Aus dem im Mikroskop erkennbaren Mineralbestand (siehe unten) kann dieser eigenartige Chemismus nicht erklärt werden. Jedenfalls weicht er stark von der eher gleichartigen chemischen Zusammensetzung des Granitporphyrs und seiner Tektonitderivate ab.

Mikroskopische Kennzeichen: Quarz bildet ausgewalzte 5 mm lange Linsen, an deren Enden er feinkörnig rekristallisiert ist. Reliktische, teils in S-gedrehte Porphyrkristalle nehmen dabei nur noch einen kleinen Teil der zertrümmerten Linse ein. Undulöse Auslöschung und Risse sind für diese charakteristisch. Quarz tritt als Hauptgemengteil mit Alkalifeldspat in einem fast submikroskopischen, feinkörnig-granoblastischen Grundgewebe auf, das im Gestein feine Lagen bildet. Diese sind voneinander durch Serizitblättchen getrennt. Als weitere kataklastisch verformte Porphyrkristalle kommen in gleichen Mengen wie Quarz schwach entmischte Alkalifeldspäte vor. Einschlüsse von Quarz und Serizit sind nur untergeordnet vorhanden. Die Begrenzung ist meistens eckig, auch mit der Grundmasse verzahnt. Untergeordnet treten durchweg kleine Körner von reliktschem Albit, Chlorit und Pyrit auf. Sekundäre Bildung von Calcit ist häufig.

Struktur: Fein-gleichkörnige Ausbildung, hypidiomorph-kataklastisch. Reliktstruktur der porphyroklastischen Alkalifeldspäte und Quarz.

Textur: Schlierenhaft, gute Regelung der Serizit-Komponenten. Ausgewalzter Mörtel um Feldspateinsprenglinge und Quarz zeigt Paralleltextrur.

Übergangsfazies zum Roffnakristallin

Den faziellen Übergang zu den Roffnagneisen bildet ein schwach lagig ausgebildeter Gneis der durch einen ausgesprochen rötlichen Farbton seiner Alkalifeldspatporphyrkristalle charakterisiert ist. Bemerkenswert ist sein beschränktes Auftreten (Mächtigkeiten von max. 15 m) und seine regelmäßige Vergesellschaftung mit tuffitischem Material. Aufgeschlossen ist er beispielsweise auf 1400 m W Mulegn/Adeer.

Mikroskopische Kennzeichen: Idiomorphe bis max. 4 cm große Quarz- und Mikroklinperthitporphyroklasten. Die Quarzeinsprenglinge weisen typische Bilder einer kataklastischen Beeinflussung auf. (Undulöse Auslöschung, Böhmsche Streifung, Ribbildung und Wiederausheilung, randlich granoblastische Rekristallisation).

Mikroklinmikroperthite: Eckig-kantig begrenzt, etwas größer gebaut als die Quarzeinsprenglinge, weisen flammenartig-spindelförmige Entmischungsstrukturen auf. Keine Albitisierungserscheinungen. Mitunter Zwillinge nach dem Karlsbadergesetz.

Die feinkristalline Grundmasse, aus granoblastischem Quarz, Alkalifeldspat und untergeordnet aus Albit bestehend, bildet zusammen mit einem lepidoblastischen Serizit-Chloritgewebe millimeterdicke, abwechselnde Lagen.

Struktur: Hypidiomorph-porphyroklastisch, ausgesprochene Idiomorphie der Alkalifeldspäte, brekziös, grano- und lepidoblastische Grundmasse, als Rekristalliat eines ausgewalzten Mörtels.

Textur: Schwache Einregelung der Einsprenglinge, undeutliche Paralleltextrur, z. T. mechanische Schieferung, feinlagige Textur der Grundmasse.

4. Zusammenstellung der Gewichtsprozent und Molekularwerte der neuen Gesteinsanalysen

Tabelle 1.

	A	B	C	D	E	F	G
SiO ₂	70,42	70,58	70,79	68,98	70,55	69,84	77,18
Al ₂ O ₃	13,91	14,05	13,69	14,24	13,97	14,38	9,62
Fe ₂ O ₃	0,93	0,76	0,94	2,88	0,77	1,86	1,92
FeO	1,59	1,69	1,80	0,73	1,34	0,78	0,31
MnO	0,04	0,03	0,05	0,04	0,03	0,05	0,01
MgO	1,07	0,57	0,61	1,48	0,58	0,97	0,35
CaO	1,48	1,55	1,55	0,82	1,53	1,04	0,44
Na ₂ O	3,21	3,36	3,26	2,16	4,26	3,00	1,94
K ₂ O	6,04	6,17	6,03	6,35	5,80	6,15	7,58
TiO ₂	0,44	0,65	0,53	0,68	0,40	0,56	0,10
P ₂ O ₅	0,02	0,26	0,23	0,26	0,17	0,03	0,07
H ₂ O+	1,36	0,88	0,91	2,08	0,92	1,43	0,59
H ₂ O-	0,03	0,04	0,02	0,02	0,00	0,05	0,04
	100,54	100,59	100,41	100,72	100,32	100,14	100,15

Analysen A, B, C, D, F und G: Analytiker: M. Grünenfelder; Analyse E: Analytiker: J. Jakob.

	A	B	C	D	E	F	G
si	346	352	356	339	349	350	520
al	40	41,5	40	41	40,5	42,5	38
fm	18	14,5	16	24,5	12,5	17,5	14
c	8	8,5	9	4	8	6	3
alk	34	35,5	35	30,5	39	34	45
k	0,55	0,54	0,55	0,66	0,47	0,57	0,72
mg	0,44	0,29	0,28	0,45	0,33	0,41	0,27
c/fm	0,47	0,59	0,56	0,16	0,64	0,28	0,22
ti	1,6	2,4	2	2,5	1,5	2,1	0,4
p	0,0	0,55	0,49	0,54	0,35	0,0	0,2

Magmengruppe: Leukogranitisch (salisch, sauer, relativ hohes alk, c-arm) (für A bis F):

A Lagengneis, Steinbruch linkes Ufer Hinterrhein, Andeer;

B körniger Granitgneis, Roffnaschlucht Punkt 1094;

C körniger Granitgneis, südlich Mutt, Roffna;

D Serizitgneis (Phengitschiefer), Brücke Crestawald;

E Granitporphyr, «Roffnaporphyr», Südwand, Mittleres Schwarzhorn;

F Augengneis, Salegn, Punkt 2257, Südflanke des Piz La Tschera;

G Tuffit, Schorschtobel, südlich Sufers, 1730 m ü. M.

Beispiel einer Katanormierung (Analyse A):

Niggliwerte:	si	al	fm	c	alk	k	mg	ti	
	346	40	18	8	34	0,55	0,44	1,6	
Basis:	Ru	Kp	Ne	Cal	Cs	Fs	Fo	Fa	Q
	0,3	21,7	17,7	3,5	0,5	0,9	2,2	1,9	51,3
Katanorm:	Ru	Mt	Or	Ab	An	Wo	En	Hy	Q
	0,3	0,9	36,15	29,5	5,85	0,65	2,95	1,95	21,75
Biotitvariante:	Tit	Mt	Or	Ab	An	Di(Ap)	Bi	Q	
	0,9	0,9	32,1	29,5	5,85	0,1	6,5	24,15	

An älteren Gesteinsanalysen sind diejenigen von RÜETSCHI (64) und WILHELM (82) zu erwähnen. Sie sind tabellarisch im Band «Chemismus schweizerischer Gesteine» (46) zusammengestellt und weichen nur wenig voneinander ab, wobei sich als Mittel der Molekularwerte

si	al	fm	c	alk	k	mg
367	45	18,5	5	31,5	0,6	0,4

ergibt. Gegenüber den neuen Gesteinsanalysen sind keine wesentlichen Unterschiede feststellbar.

II. Der kristalline Kern als Tektonit im Zyklus der alpinen Dislokationsmetamorphose

Seine Beziehung zum regionalen Gebirgsbau

1. Spezielle Tektonik des Roffnakristallins

Wesentlich für unsere Betrachtungen sind die tektonischen Erkenntnisse und Interpretationen, die in den letzten 30 Jahren gemacht worden sind. Sie wurden bereits vielenorts dargelegt. [HEIM (31, 32), MEYER (81), STAUB (70, 73, 74, 75), WILHELM (83, 84), STREIFF (76)].

Wie in Fig. 1 auf S. 6 ersichtlich, queren eine Anzahl von Triaszonen den kristallinen Kern, der dadurch fächerartig in von N nach S hintereinander folgende Teileinheiten getrennt wird. Diese Sedimentmulden, die allerdings in den wenigsten Fällen einen stratigraphisch symmetrischen Bau aufweisen, vielmehr nur einen Schenkel, teilweise stark reduziert, ausgebildet haben, fallen allgemein nach N ein, währenddem sie keilartig von S her tief in den Deckenkern eindringen. Die dadurch resultierenden nach S gerichteten Gneisstiele fignern scharnierartig, oder vom primären Verband völlig losgelöst — lamellenförmig aus. Eine plausible Erklärung dieser Phänomene haben erstmals STAUB (70) und später STREIFF (76) gegeben. Die nach S gerichteten Keile werden als Rückfalten aufgefaßt und verdanken ihre heutige Lagerung einem späteren selbständigen Vorrücken des Surettadeckenkernes nach Norden. Damit läßt sich auch das spärliche Auftreten triasischer und jurassischer Sedimente in der frontalen Deckenregion erklären, die beim Vortrieb des Deckenkernes von ihm abgeschürft und im Süden (südlich Alp Albin) angereichert wurden. Ebenso verhalten sich die tuffitischen Zonen und erreichen, beispielsweise im Engtal des Averserrheines südlich Innerferrera Mächtigkeiten von 20 bis 30 m, wobei sie in Wechsellagerung mit triasischen Quarziten sehr intensiv verfaltet sind. Diese, der Surettastirn eigene Fächertektonik läßt sich, wie STAUB (74) erkannte, mit dem tektonischen Bau der Stirn der Bernhardecke im Val de Bagnes und mit jener des Briançonnais vergleichen.

Der Fächerbau kann allerdings nicht allein durch das spätere, alleinige Vordringen der Surettamasse nach Norden erklärt werden, sondern muß bereits durch frühere Anlagen vorgezeichnet gewesen sein. Dabei sind vor allem jene Strukturen von Bedeutung, die quer zum alpinen Streichen in nördlicher und südlicher Fortsetzung des Untersuchungsgebietes, auf ein Vorhandensein eines alten Bruchsystemes hindeuten. Dazu gehören beispielsweise Interferenzerscheinungen helvetischer und ostalpiner Streichelemente im Glarnerland, das flexurartige Absinken der Aduladecke gegen Osten, das Auftreten des Roffnakristallins als solches, — im Süden das Empordringen des Bergellermassivs und der Bozener Porphyrovinz. Innerhalb eines solchen, wiederholt aufklaffenden Bruchsystems kommt die Entstehung der Roffnamasse einem spätherzynischen Porphyraufbruch gleich. Die mächtige Ausbildung der das Roffnakristallin überlagernden triasischen Sedimente spricht, nach STAUB, für einen Porphyraufbruch längs eines Grabens, der später durch segmentartige Zusammenschiebe zu einem fächerförmigen Horstgebilde aufgestaucht worden wäre.

Der im weiteren nach STAUB und STREIFF «Surettaphase» genannten Rückfaltungsbewegung sind die Bildungen makro- und mikrochorismatischer Strukturen zuzuordnen, die sich durch starke Verknüchtungen von Kristallin und Sediment ergeben haben. Es handelt sich dabei um tektonisch bedingte Mischgesteine. ED. ESCHER (15) beschreibt ähnliche Erscheinungen bei der Cu-Ag-Lagerstätte von Gruoba-Traversa, N Außerferrera, wo der Kontakt zwischen Trias und liegendem Roffnagneis durch Dolomitbrekzien, Mylonite und gegenseitige Verschuppung ein tektonischer ist. Je südlicher die triasischen Rückfalten zu liegen kommen, um so intensiver nimmt an der Grenzregion Trias-Gneis der Mischgesteinscharakter zu.

Ein besonderes Merkmal dieser Knetgesteine sind eigentümliche Vererzungserscheinungen. Es handelt sich um 3 bis 6 cm lange, auskeilende Hämatitlinsen, die im chorismatischen Gesteinsbau meist

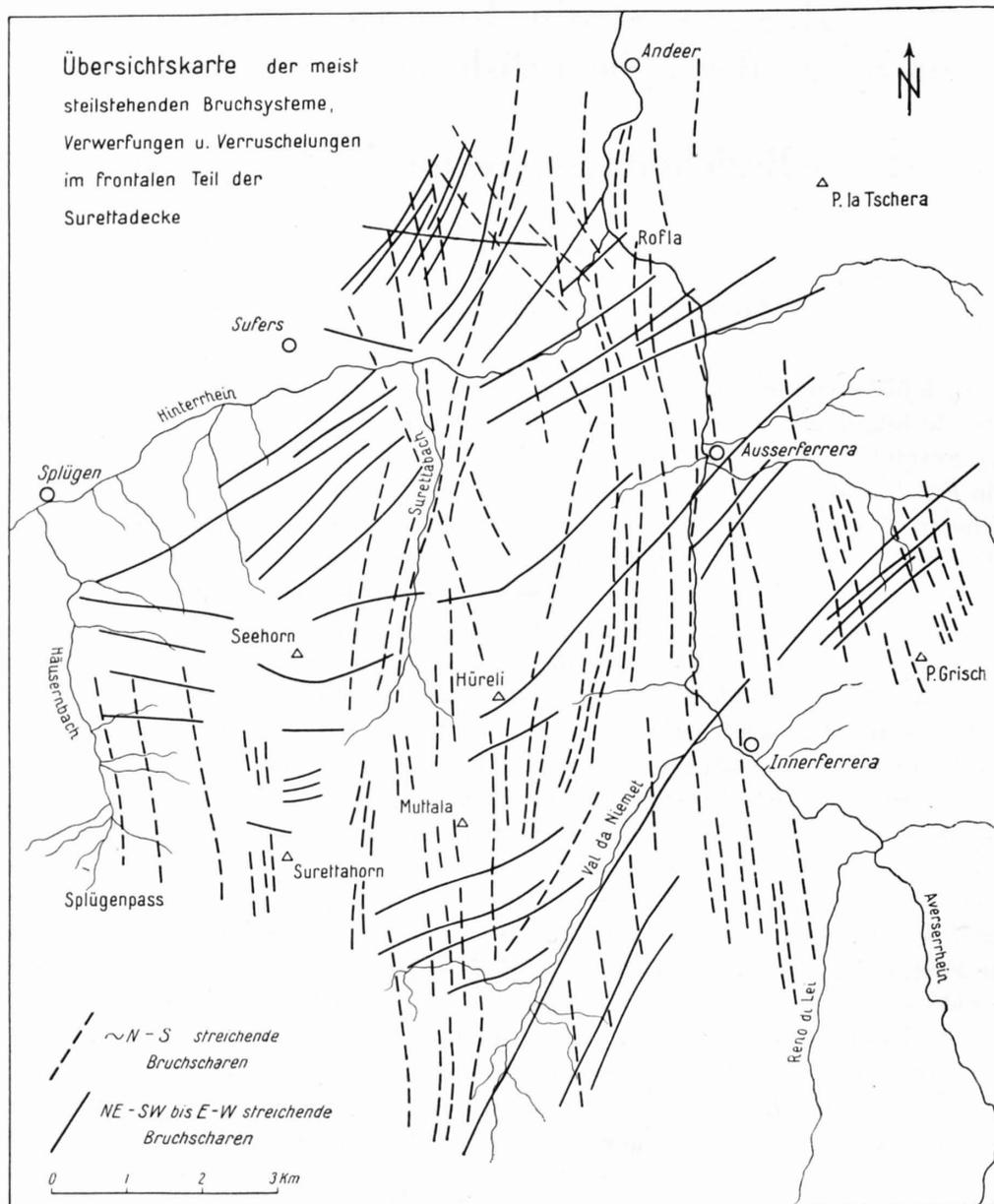


Fig. 5. Übersichtskarte der Bruchsysteme.

an Marmorlagen gebunden sind. Als Reaktionssaum tritt ein paketartig angereichertes Serizitband auf. Im Anschluß ist eine Eisenglanzreliktstruktur erkennbar. Haupterzgemengteil ist neugebildeter Limonit.

Bruchtektonik: Die Übersichtskarte Fig. 5 gibt Auskunft über die meist steilstehenden Bruch- und Verwerfungssysteme, die sowohl feldgeologisch als auch unter Zuhilfenahme photogeologisch ausgewerteter Steilaufnahmen erfaßt wurden. Meist lassen sich zwei Streichrichtungen erkennen. Eine Schar von Brüchen verläuft ungefähr in N-S-Richtung und fällt sehr steil gegen E ein. Eine zweite Schar streicht SW-NE bis W-E und weist ein allgemeines Fallen von 70° nach N auf. Die Bruchscharen werden durch scharf begrenzte Störungszonen dargestellt, welche aus kataklastisch beanspruchten Gesteinen aufgebaut sind. Einzelne Verruschelungen sind auf große Entfernungen verfolgbar, andere hingegen stellen durch gegenseitiges Interferieren ein lokal begrenztes Netzwerk dar. Das Gebiet wird demnach in einzelne, größere Schollen und Einzelblöcke unterteilt, ohne daß diese größere Verstellungen gegeneinander erfahren.

2. Strukturelle und texturale Umbildung des kristallinen Kernes im Gefolge der alpinen Metamorphose

Die tektonische Komplexität des Gebietes läßt erkennen, daß der kristalline Deckenkern eine intensive Beanspruchung und vorwiegend mechanische Deformation erlitten haben muß. Allein schon die geologischen Lagerungsverhältnisse gestatten, Zonenbereiche unterschiedlicher Deformationseffekte (Umregelung und Umkristallisation) auseinanderzuhalten, die allerdings ein Resultat verschiedenartiger, sicher auch temporär getrennter Differentialbewegungen sind.

Die physiographische Behandlung bringt deutlich zum Ausdruck, daß das Roffnakristallin eine ausgeprägte homöochemische Gesteinsserie darstellt, die aber unter mechanisch-destruktiv verschiedenartigen Bedingungen in strukturell und textuell unterschiedliche Gesteinstypen differenziert worden ist.

Kleine Teile des Deckenkernes, in allmählichem Übergang mit dem körnigen Granitgneis verbunden, nimmt der zur Hauptsache massige Granitporphyr ein, welcher epizonal nur sehr schwach verschiefert wurde. Dieser Umstand, sowie strukturelle und chemische Analogien der eigentlichen epimetamorphen Tektonittypen, erlauben folgerichtig anzunehmen, daß es sich bei diesem Gesteinstypus um das primäre Ausgangsgestein handelt, — daß also der Intrusionsakt, erdoberflächennah-subvulkanisch, als einmalig angesehen werden darf. Die zeitlichen Beziehungen zwischen mechanisch-destruktiver Umformung und chemischer Umwandlung, die zu den kataklastischen Derivaten führten, sind um so schwerer zu erkennen, als durch das diskordante Absetzen des Verrucano am Piz la Tschera der Einfluß oberkarbonischer-herzynischer Zusammenschübe gefordert werden muß. Zusätzlich ist neben den beginnenden alpinen Faltungsphasen im Jura und den Hauptparoxysmen in der Oberkreide die von STAUB (70) ins Alttertiär versetzte Surettaphase (selbständiges Vorrücken der Surettadecke nach N) zu berücksichtigen. Es sind also, von postkristallinen, jungalpinen Störungszonen abgesehen, zumindest drei Hauptdifferentialbewegungen auseinander zu halten, die gemeinsam den jetzigen Gesteinscharakter geprägt haben.

Die massigen Granitporphyre scheinen ein Indiz dafür zu sein, daß bereits prätektonisch eine chemische Umwandlung hat stattfinden können, die nachträglich, durch zunehmende Bewegung und starke Kataklastik begünstigt, verstärkt worden ist.

In stark beanspruchten Zonen wird eine vollständige Umkristallisation typisch. Die ersten Bewegungen, die allmählich zu den Texturumbildungen geführt haben, zeigen sich am Zerbrechen des Quarzes mit beginnender Auswalzung, Albitisierung der Alkalifeldspäte, wellenförmigem Verstauchen der ausgebleichten und zersetzten Biotite (Strukturtyp A). Stärkere Bewegungen walzen Quarz zu Mörtellinsen aus, in denen noch reliktsche Porphyroklasten übrig geblieben sind. Biotit als solcher ist nicht mehr vorhanden. Die aus Alkalifeldspat, wenig Albit bis Oligoklas und Quarz bestehende Grundmasse verfällt zusammen mit einem Teil der Trümmer der Porphyrokristalle der Umkristallisation. Einregelung des neugebildeten phengitischen Serizites (Strukturtyp B). Vermehrte Beanspruchung führt zur Abnahme des Gehaltes an Quarz und Alkalifeldspatporphyroklasten; in größeren ausgequetschten Linsen bleiben noch vereinzelt Trümmer zurück. Tendenz zu gleichkörniger Ausbildung und Bildung eines typisch granoblastischen Gewebes. Endresultat der Umkristallisation und Auswalzung der Porphyroklasten ist ein Zeilenbau in b, bei streifenartiger Anordnung der Mineralgemengteile (Strukturtyp C). Wird die destruktive Deformation so intensiv, daß Quarz und Alkalifeldspatporphyrokristalle nur vereinzelt und reliktsch auftreten, so erscheint das Gestein vollständig umkristallisiert (Strukturtyp D). In diesem Sinne sind die Gesteine als Mylonitgneise zu kennzeichnen.

Nachträgliche Deformationen:

Wie die unmittelbaren Kontakte des Kristallins mit den triasischen Umhüllungen als Schürffzonen unter Bildung von Misch- und Knetgesteinen ausgebildet sind, so haben wir innerhalb des Deckenkernes analoge Umformungen als Funktion einseitiger Beanspruchungen zu erwarten. Solche Erscheinungen führten in der Folge zu einer Überprägung der oben beschriebenen Metamorphose. Allgemein sind sie auf engbegrenzte Zonenbereiche beschränkt. Ihre extensivsten Verbreitungen haben sie verständlicherweise im Gebiet der eigentlichen Rückfaltungen.



Fig. 6. Tektonische Schürfzone bei Bleis, SE Innerferrera. Das Nebengestein ist ein albitisierter Augengneistektonit, der hauptsächlich randlich grobmylonitisch ausgebildet ist. Eigentliche Dislokationsbrekzien (Bildmitte, oben) sind von grobkristallinen Quarzadern umgeben.

Fig. 6 gibt beispielsweise eine Schürfzone wieder, die südlich Innerferrera auf dem neugesprengten Weg nach Bleis aufgeschlossen ist. Das randliche Nebengestein besteht aus einem albitisierten Augengneistektonit, der durch partielle Differentialbewegung eine grobmylonitische Struktur unter Bildung von zentimeterdicken Serizitlagen zwischen den dezimetermächtigen Trümmerzonen erhalten hat. Innerhalb der Schürfzone sind 50 cm mächtige, gerundete Dislokationsbrekzien erkennbar.

Mikroskopisch ist eine durch intergranulare Zertrümmerung gekennzeichnete Mikrobrekzienstruktur typisch. Durch spätere Granoblastese des quarzhaltigen Mörtelmuses erscheint das Gestein kataklastisch-gleichkörnig bei schwach geregelter Textur. Als Kristalltrümmer lassen sich zur Hauptsache Alkalifeldspäte erkennen, die bei zonar angeordneter Serizitfüllung keine wesentlichen perthitischen Entmischungen aufweisen. Dagegen ist eine stark verbreitete Albitisierung vorhanden, deren Endstadium eine das ganze Alkalifeldspatkorn erfassende Schachbrettalbitbildung charakterisiert. Das grano- bis lepidoblastische Mörtelmus setzt sich aus xenomorph verzahntem Quarz, polysynthetischem Albit und Serizitlamellen zusammen. Nebengemengteile: Chlorit und etwas Apatit. Als Kittsubstanz der Störungsfläche dient grobkristalliner Quarz, der zu 30 cm mächtigen Adern angereichert ist. Jüngere, im wesentlichen senkrecht zur Dislokationszone wirkende Bewegungen führten zu einer gegenseitigen Verschiebung einzelner Gesteinspakete.

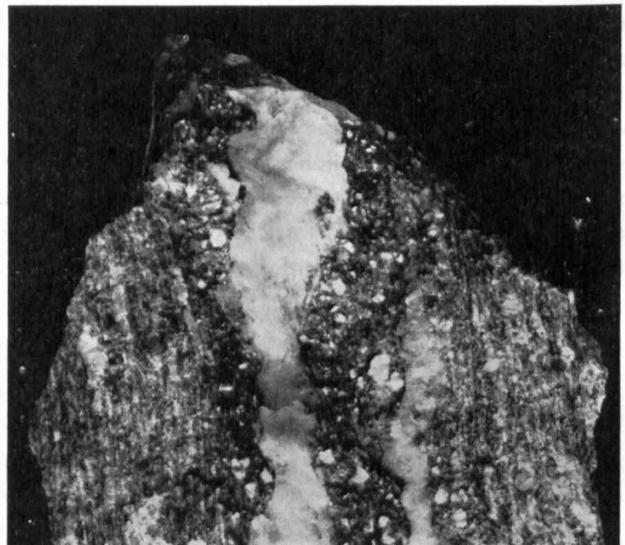


Fig. 7. Tektonische Bruchbrekzie am Ruinal, E Andeer. Die einzelnen Gneisbruchstücke sind durch aplitische Lösungen verkittet worden. Ausbildung von Alkalifeldspäten in der Tektonitmasse (weiß). Nat. Größe.

Bruchbrekzien (Fig. 7 und 8) durch aplitische Lösungen wiederverkittet (randliche Ausbildung von Alkalifeldspäten typisch) weisen mitunter Nester und Linsen von feinblättrigem Biotit auf.

Nachfolgende Zerrklüftung führte zur Auskristallisation von grobblättrigem Biotit, mit Klinozoisit vergesellschaftet, und von Prochloritsand. Dabei bleibt, wie Fig. 8 zeigt, die Paragenese streng an den Charakter der Begrenzungsflächen gebunden, ohne irgendwelche Lösungsumsätze und Verdrängungen zu begünstigen.



Fig. 8. Biotittaschen innerhalb einer aplitischen Ader. Der Übergang zum lagengneisartigen Nebengestein ist scharf konturiert. Spätere Zerrklüftbildungen führten zur Neukristallisation von Biotit und Chlorit. Fundort: Gold la Tschera, E Andeer. Nat. Größe.

Zusammen mit der mechanischen Durchbewegung des Kristallins, die zu einer brekziösen Überprägung der Tektonittypen führte, müssen auch seine Vererzungserscheinungen verstanden werden. Neben der im folgenden Kapitel untersuchten Fe-Vererzung karbonatischer und oxydischer Natur, läßt sich eine sulfidische Vererzung feststellen, die das gesamte Roffnakristallin imprägnativ erfaßt. Sie äußert sich vornehmlich durch eine Pyritisierung der Mylonitgneise. Untergeordnet treten ebenfalls 1 cm große Bleiglanzwürfel mit Wismutglanzeinschlüssen und wenig Fahlerz auf. Kupferkies kann in dezimetermächtigen Taschen angereichert sein.

Schwarmartig werden die Roffnagneise längs der S-Fläche von einzelnen, teils zu Bändern und Lagen aggregierten Pyritkristallen durchsetzt (Fig. 9). Das ausgesprochene Merkmal ist ihre gleichbleibende, feinkörnige Ausbildung. Solche Zonen reicher Pyritisierung erreichen Größenordnungen von 2 bis 5 cm Mächtigkeit. Mitunter liegen einzelne Pyritindividuen allein oder zu Nestern angereichert im Gestein wahllos eingesprengt vor.

U. d. M. sind 0,1 bis 0,5 mm große, meist idiomorphe Kristallindividuen feststellbar. Kataklastische Beeinflussung ist nur an größeren Kristallen zu beobachten. Wie Fig. 10 zeigt, sind die einzelnen Kristalle in sich nicht homogen aufgebaut. Nach dem Würfel und Pentagondodekaeder, meist aber schalig-kugelig eingeregelt Fremdeinschlüsse von Quarz und Magnetkies lassen eine charakteristische kolloidale Reliktstruktur (Weiterwachsen der Individuen, Homogenität der Randzonen, idiomorphe Begrenzung) erkennen. Die primäre Gelstruktur ist erhalten geblieben. Umkristallisation bedingte die idiomorphe Begrenzung der Pyritkristalle.

Allgemein sind solche Bildungen aus sedimentären Lagerstätten bekannt. Die niedrige Bildungstemperatur deutet auf tiefhydrothermale Zustände während der «Durchstäubung» des Kristallins mit

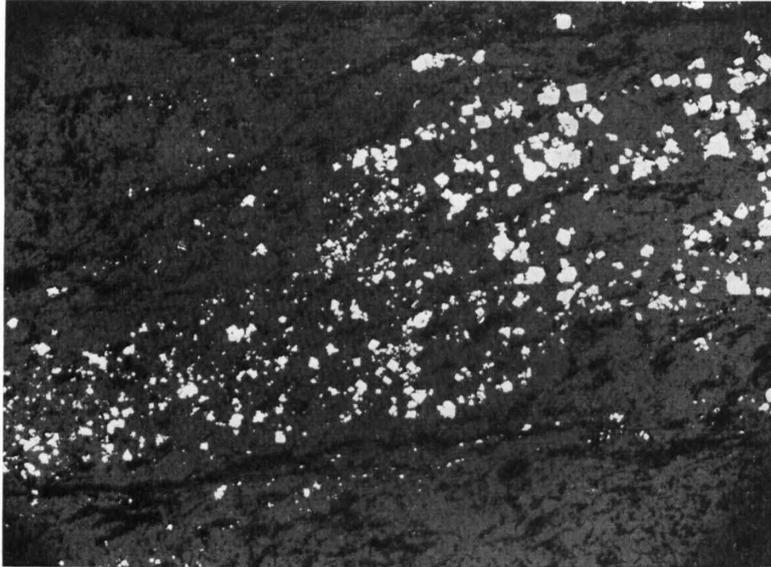


Fig. 9. Feinkörnige Pyritisierung des Lagengneises längs der S-Fläche. Vorherrschende Formen sind der Würfel und das Pentagondodekaeder. Anschliff, $50\times$. Fundort: Piz Grisch.

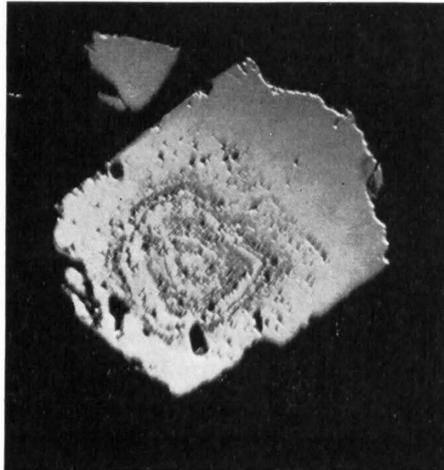


Fig. 10. Fremdeinschlüsse in schaliger Anordnung in Pyrit. Anschliff, $800\times$, Ölimmersion. Fundort: Piz Grisch.

FeS₂-Gelen. Es ist dazu festzustellen, daß Pyritisierungen solchen Ausmaßes keineswegs auf das Untersuchungsgebiet beschränkt sind. Sowohl die südlich angrenzenden Casannagneise, als auch, wie ED. ESCHER (15) schon berichtet, der auf der Alp Taspagn oberhalb Zillis auftretende Taspinit und besonders dessen PbS-ZnS-Vererzungsstelle 3b (siehe S. 53) weisen gleiche Strukturbilder auf.

3. Jungalpine Deformationserscheinungen

Mit der auf S. 20 aufgezeichneten Bruchtektonik korrelierbar sind jungalpine Störungszonen, die in ihrer Ausbildung allerdings verschiedenartig struiert sind. Auf Plattas Alvas beispielsweise handelt es sich um eine parallele Nord-Süd, bzw. NE-SW streichende Schar offener Spalten, die nach Süden gegen den Kessel des Piz Grisch verfolgbar, dem gesamten kristallinen Gebiet ein grobkakiritisiertes Aussehen verleihen.

Gesteinszonen vom Typus der etwas mylonitisierten Kakirite (ZAWADYNSKI 87) sind besonders am Rande des Deckenkernes verbreitet. Rutschharnische mit zum Teil ganz prachtvollen,

schräg aufwärts gerichteten Strömungen sind extensiv verbreitet. Die Rutschfläche besteht meist aus Quarz, Calcit, Hämatit und Turmalin (Schörl). Solche Verwerfungsphasen schlossen auch Zerrklüfte ein, was sich deutlich an der Strömung und Einregelung der Zerrklüftmineralien erkennen läßt.

Sehr verbreitet ist das Phänomen der allgemeinen Verschieferung, die mit meist intergranularer Lockerung des Gesteinsgefüges und bruchartiger Zerstückelung der Mineralgemengteile zusammenwirkt. Stellenweise ist die Differentialbewegung so stark, daß Mylonitzonen entstehen, die aber im untersuchten Gebiet nirgends größere Mächtigkeiten (maximal 6 m) erreichen. Morphologisch sind derartige Störungsflächen in ganz eindrucklicher Form beispielsweise am linken Talabhang des Val Ferrera zu erkennen.

4. Die Mineralzerrklüfte

An Fundstellen alpiner Mineralklüfte mit ausgebildeten Kristallindividuen ist das Untersuchungsgebiet arm. Die größten, allerdings milchig trüb erscheinenden idiomorphen Quarze erreichen eine Größe von 4 cm. Zur Hauptsache treten drei verschiedene Mineralvergesellschaftungen auf. Für ihre Systematik und Beschreibung wurde im folgenden die gleiche Gruppeneinteilung verwendet, wie sie von PARKER (57) angegeben wird.

a) Mineralgesellschaft A 1

Quarz, Calcit, Chlorit (Prochloritsand), Adular, Albit, Hämatit. Diese Paragenese ist besonders häufig im nördlichsten Teillappen des Kristallins vertreten. Sie findet sich oft auf meterlangen Kluftflächen, bei stets kleingehaltener (maximal 1 cm) Kristallgröße der Mineralien.

b) Mineralgesellschaft A 4

Adular, Quarz, Albit, Calcit, Chlorit (Prochloritsand), Hämatit. Hämatit tritt vorzugsweise als Eisenrose auf. Adular liegt in zwei Generationen vor, was sich an der teils milchig-sattweißen, teils rosa Tönung der Individuen erkennen läßt. Diese Kluftmineralvergesellschaftung findet ihre größte Verbreitung im Gebiet der kristallinen Rückfalten und ist an bis 50 m mächtige Zonen gebunden, die schräg zur Schieferung gelegt, aus lauter kleinen, hintereinandergestaffelten Zerrklüften mit seitlichen Auslaugungsrändern bestehen. Der Großteil der Zerrhohlräume ist vollständig ausmineralisiert.

c) Mineralgesellschaft A 6

Adular, Albit, Quarz, Chlorit, Axinit.

Für diese Mineralparagenese ist das relativ häufige Auftreten von Axinit typisch. Sie ist vornehmlich im westlichen Teil des Kristallins vorzufinden und erfaßt die Gruppe der äußeren Schwarzhörner, das Seehorn und das Mittaghorn. Die Einzelindividuen, durchweg rötlichbraun gefärbt, ohne Chloritüberzug, arttypisch scharfkantig struiert, sind im Durchschnitt 1 cm groß. Derart gewachsen können sie quadratmetergroße Kluftwandungen ausfüllen. Festgestellt werden muß, daß Axinit, hier wohl als Lokalkolorit weder Adular noch Albit oder Quarz «aufsitzt», sondern genetisch das älteste Mineral der Zerrklüftparagenese darstellt. Häufig findet man Axinit auch im Nebengestein (PARKER 57). Mit Epidot vergesellschaftet ist er in grobkristallinen Quarzadern angereichert.

Alpine Quarzadern führen sporadisch grobspätigen Siderit, seltener auch kleinwürfeligen Pyrit. Untergeordnet treten auch Kluftmineralisationen von Hämatit und Calcit auf. Hämatit, feinblättrig ausgebildet, zeigt unter reflektiertem Licht prachtvolle Fältelungsstrukturen nachträglicher Deformation. Mitunter lassen sich feinstengelige Turmalin-Sonnen [Schörl, EPPRECHT (13)] finden, die mit Quarz vergesellschaftet sind.

B. Die Sideritlagergänge im kristallinen Deckenkern

I. Allgemeine Übersicht

Die hier zu behandelnden Erzvorkommen umfassen eine Gruppe von Eisenerzgängen geringer Ausdehnung sowie Linsen, die mehr oder weniger konkordant im Roffnakristallin eingelagert sind. Für die Mehrzahl der Vererzungskörper ist typisch, daß sie auf kurze Distanz vertauben. Durchweg finden sie sich in verkehrter Lagerung vor. Sämtliche Lagerstätten lassen Einwirkungen alpiner Dislokationsmetamorphose erkennen und sind demnach in ihren Verbandsverhältnissen umgelagert worden. Die Einzelvorkommen besitzen in bezug auf ihre geologisch-petrographische Lagerung, Mineralparagenese, Struktur und Stoffinhalt weitgehende Analogien. Die Ausführungen wurden teilweise zusammengefaßt. Auf die entsprechenden Örtlichkeiten wird jeweils verwiesen.

II. Geographische Übersicht

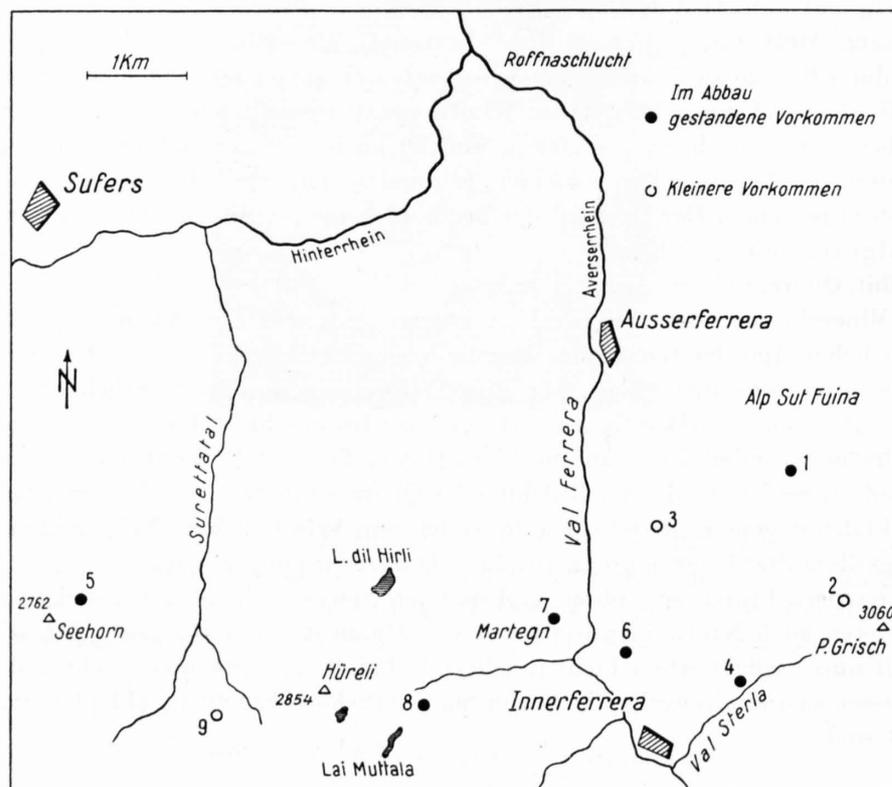


Fig. 11.

Fig. 11 vermittelt die geographische Lage der einzelnen Vorkommen. Zur Hauptsache befinden sich diese beidseitig des Val Ferrera. Die angegebenen Zahlen beziehen sich auf folgende Lagerstätten:

- | | | |
|--------------|---------------|----------------|
| 1 Sut Fuina | 4 Val Sterla | 7 Martegn |
| 2 Piz Grisch | 5 Seehorn | 8 Muttala Sura |
| 3 Samada Sut | 6 Samada Sura | 9 Hüreli |

Die Lagerstätten 1 bis 8 liegen innerhalb der Roffnagneismasse oder, durch tektonische Kontakte bedingt, an der Grenze des Kristallins mit den triasischen Sedimenten; die Lagerstätte 9 am SW-Abhang des Hürelì befindet sich in der Zwischenzone und wird schon aus paragenetischen Gründen gesondert auf Seite 49 behandelt.

III. Historischer Überblick

Eine erste zusammenfassende Beschreibung der hauptsächlichsten Vorkommen gibt WILHELM (82). Er hat auch die älteren vor 1922 erschienenen Arbeiten zusammengestellt. ARNOLD HEIM (33) beschreibt ebenfalls die wichtigsten Vorkommen, ohne aber auf nähere mineralogische Charakterisierungen einzugehen. Einige neuere Angaben über die Sideritlagergänge machten VOS (80) und GROENEVELD (27).

Von den Eisenerzvorkommen sind diejenigen von Sut Fuina, Samada Sura, Martegn und Muttala Sura in kurzen Zeitabständen im 18. und 19. Jahrhundert abgebaut worden. Einzelne Schürfungen am Vorkommen im Val Sterla datieren aus der Zeit der Ausbeutung der nahe gelegenen Manganerzgrube von Starlera (1917 bis 1920). Nähere Angaben über den früheren Bergbau an den im Schams und im Val Ferrera auftretenden Erzvorkommen geben die Arbeiten von WILHELM (82), ARNOLD HEIM (33), ED. ESCHER (15) und FEHLMANN (18), auf die diesbezüglich verwiesen wird.

IV. Beschreibung der einzelnen Vorkommen

a) Sut Fuina

Situation und geologische Lagerung

Die Lagerstätte Sut Fuina SW Außerferrera besteht aus zwei flözartigen Sideritgängen. Sie liegt in der kristallinen Rückfalte der Plattas Alvas auf 2130 und 2150 m. Von der Alphütte Sut Fuina führt ein alter Knappenweg längs eines Moränenwalles zu den Erzvorkommen. Auf 2130 m befindet sich ein auf 3 m Länge und 1 m Mächtigkeit beschränkter Ausbiß. Form und Charakter der Mineralparagenese und Verbandsverhältnisse sind mit dem auf 2150 m gelegenen größeren Erzausbiß identisch.

Auf einer Distanz von 150 m im Streichen von N 70° W ist die Ausbißlinie mittels eines rund 5 m tiefen und 5 m breiten Grabens aufgeschlossen. In einem mittleren Teilstück ist er auf einer Länge von 70 m unterbrochen (Fig. 12 und 13). Am westlichen Ende des östlichen Ausbisses befindet sich ein auf ca. 8 m unter Tag in der Streichrichtung angesetzter 5 m langer Stollen, von dem aus seitlich ein 4 m tiefer Schacht abgeteuft wurde.

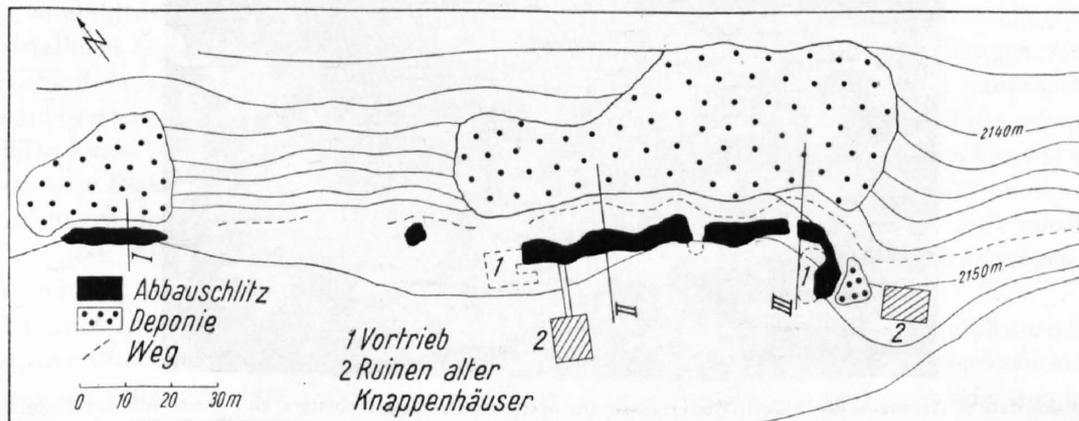


Fig. 12. Situationsplan der Lagerstätte Sut Fuina.

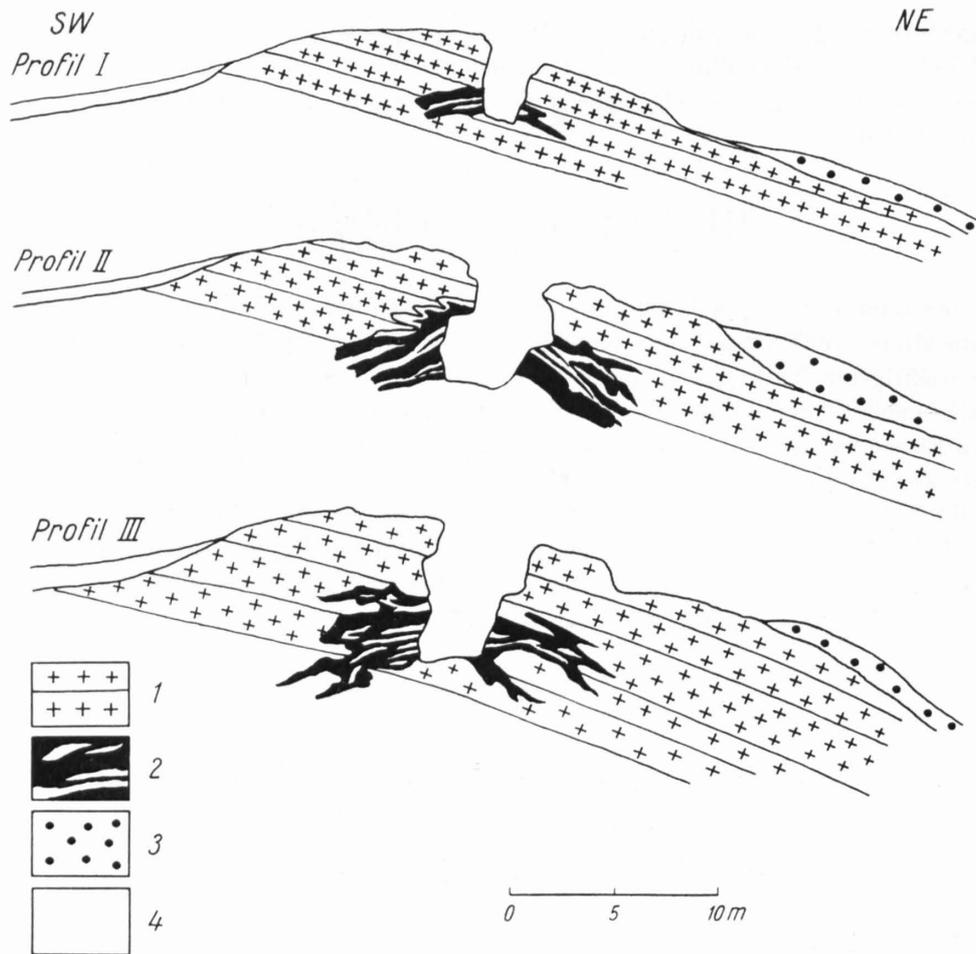


Fig. 13. Querprofile durch die Lagerstätte Sut Fuina.
 1 ophthalmitischer Gneis, 2 anstehende Siderit-Quarzmasse, 3 Deponie, 4 Gehängeschutt.

Als Nebengestein tritt sowohl im Dach der Lagerstätte als auch als dessen Unterlage die stark verschieferete ophthalmitische Fazies des Roffnakristallins auf. Das Fallen des Nebengesteins beträgt 25° NE.



Fig. 14. Diskordantes Absetzen der Siderit-Quarzmasse am ophthalmitischen Nebengestein. Innerhalb der Erzmasse Auftreten vollmineralisierter Klüfte (Typus A, Bildmitte oben). Eisenreiches Erz (oben) alterniert mit sehr quarzreicher Gangmasse (unten). Oberer Lagergang auf Sut Fuina.

Die Vererzung

Der Erzkörper baut sich durchweg aus der Seite 41 bezeichneten und beschriebenen Siderit-Quarzmasse auf. Seine Gestalt ist eine ganz unregelmäßige. Die Hauptvererzung wird durch ein Flöz gebildet, das in seiner Mächtigkeit zwischen 50 cm und maximal 8 m variiert. Davon ausgehend zeigt sich sowohl das Hangende als auch das Liegende apophysenartig imprägniert, zur Hauptsache in flacher Diskordanz zur Schieferung des Nebengesteins. Stellenweise, am östlichen Ausbiß gut zu beobachten, verläuft die Abgrenzung deutlich mit einer Diskordanz im Streichen von N 40° W gegenüber N 70° W, im Fallen von 30° W (Fig. 14). Diese Feststellung ist für die genetische Interpretation wichtig. Die eigentliche Imprägnationszone erreicht eine durchschnittliche Mächtigkeit von 6 m und scheint an Hand der Aufschlüsse auf das Liegende der Lagerstätte konzentriert zu sein. Typisch sind kleinere Vererzungsnester von 40 cm Größe, von denen aus bis 1 m lange und im Durchschnitt 15 cm breite Apophysen sich diskordant in das Nebengestein fortsetzen. Diese verzweigen sich weiter und bilden ein feinaderiges Apophysennetz (Fig. 15), das mikroskopische Größenordnungen annehmen kann. Mitunter treten wulst-artig durch Einfaltung verformte quarzreiche Erzlager auf, die unmittelbar am Nebengestein absetzen.

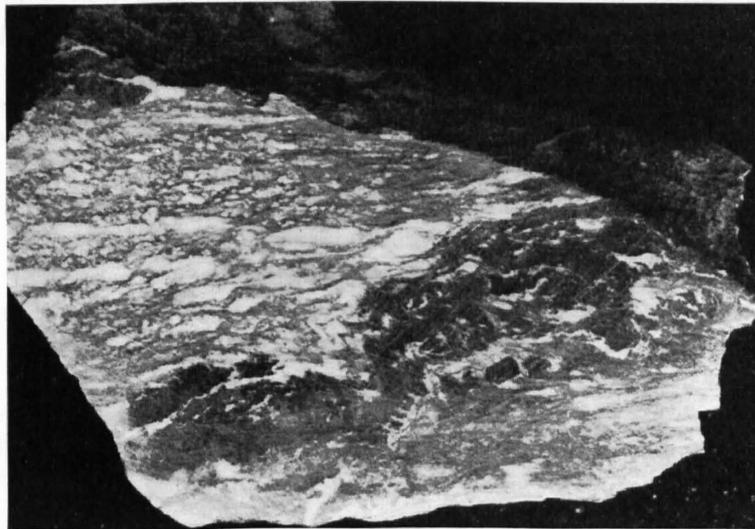


Fig. 15. Die Karbonat-Quarzmasse (dunkelgrau) durchschlägt die Schieferungsfläche des silifizierten Nebengesteines. Bildung von Karbonatnestern (rechts unten). Oberer Lagergang auf Sut Fuina. Ca. $\frac{1}{2}$ nat. Größe.

Form und Alter der Kluftbildungen

Formal lassen sich verschiedene Klufttypen unterscheiden:

Typus A: Dazu gehören diejenigen Klüfte, welche sich nur innerhalb des flözartigen Vererzungskörpers vorfinden und in keiner Weise irgendeine Beziehung zum Nebengestein besitzen. Sie sind vollständig mineralisiert. Finden sie sich innerhalb sideritreicher Lagen, so ist ihre Mineralisation durch grobkristallinen Quarz, Hämatitrosen, feinblättrigen Stilpnomelan und geringe Mengen Siderit bestimmt. Sind dagegen quarzreiche Lagen zerklüftet, so besteht der Mineralbestand hauptsächlich aus neukristallisiertem Quarz und Siderit. Im Gegensatz zu Typus B erscheinen diese Klüfte schwarmartig und bilden keine Verästelungen. Ihre Lage gegenüber dem flözartigen Gefüge des Erzkörpers ist durch eine schwache Diskordanz ausgezeichnet. Spätere Bewegungen führten zu Verwerfungen und vertikalen Verschiebungen des Kluftsystemes. Die Grenze zwischen Kluftinhalt und Erz verläuft unscharf und weist, wie sich dies mikroskopisch feststellen läßt, auf Lösungsumsatz und Verdrängungen hin. Es handelt sich hier um Zerrklüfte, die sicher älter sind als diejenigen vom Typus B.

Typus B: Eine gegenüber dem Typus A verschiedenartige Kluftbildung ist dadurch ausgezeichnet, daß sie, mit Quarz als Kluftfüllung, sowohl den Erzkörper als auch dessen Nebengestein erfaßt. Sie ist, indem sie außer den dem Typus A zugeordneten Zerrkluftbildungen senkrecht oder zumindest im steilen Winkel auch die Nebengesteinseinheiten diskordant durchsetzt, jüngeren Alters. Auch bei diesem Klufttypus handelt es sich um Zerrklüfte.

Typus C umfaßt nicht mineralisierte Klüfte. Diese sind an das generell N-S verlaufende Verwerfungssystem gebunden. Rutschharnische treten innerhalb des Erzkörpers sporadisch auf und sind durch spiegelglatten Harnisch von Siderit gekennzeichnet.

b) Piz Grisch

Situation und geologische Lagerung

Innerhalb der den Gipfel des Piz Grisch (3060 m) aufbauenden kristallinen Rückfalte liegt der ebenfalls flözartige Erzkörper auf 2850 m ü. M., unterhalb des gegen den Piz la Mazza sich erstreckenden NW-Grates. Der Hauptausbiß besteht aus einem auf 80 m Länge aufgeschlossenen und durchschnittlich 5 m mächtigen Flöz, das beidseitig in das Nebengestein ausfingert. Die Ausbißlinie verläuft in nordwest-südöstlicher Richtung, mit einer geringen Neigung gegen SE. In der südöstlichen Fortsetzung befinden sich kleinere 1 bis 2 m lange und rund 50 cm mächtige Erzlinsen, die in keiner sichtbaren Verbindung mit dem Hauptflöz stehen. Hangendes und Liegendes wird gleichermaßen wie auf der Lagerstätte Sut Fuina von der stark verschieferten ophthalmitischen Fazies des Surettakristallins aufgebaut. Generell läßt sich eine schwache Diskordanz des Erzkörpers gegenüber seinem Nebengestein beobachten.

Die Vererzung

Die Hauptvererzung entspricht vollkommen jener der Lagerstätte Sut Fuina. Ein Unterschied besteht allerdings im Auftreten einer als sekundär hydrothermal zu betrachtenden Cu-Bi-Paragenese (siehe S. 43), die unmittelbar im Hangenden in Gefolgschaft einer leukokraten, im wesentlichen aus Quarz bestehenden Gangmasse auftritt. Ihre Mächtigkeit beträgt rund 50 cm. Der Übergang sowohl zum Sideritflöz als auch zum Nebengestein verläuft kontinuierlich. Durchweg ist das Nebengestein lagenartig durch den Silifizierungsprozeß randlich auf eine Mächtigkeit von 1 m ausgebleicht. Über die wahre Ausdehnung des Erzlagers können keine Aussagen gemacht werden, da dessen Ausbißlinie nur in der Streichrichtung zu verfolgen ist.

Form und Alter der Kluftbildung

Alle bei der Besprechung der Lagerstätte Sut Fuina betrachteten Klufttypen sind auch auf dem Lager am Piz Grisch vorzufinden. Bei den dem Typus B entsprechenden Zerrkluftbildungen tritt zusätzlich Kupferkies auf. Nicht mineralisierte Klüfte (Typus C) enthalten oxydative Anflüge von Malachit und Azurit.

c) Samada Sut

Situation und geologische Lagerung

Die Vererzung liegt auf 1780 m, unmittelbar östlich der Alphütten von Samada Sut. Der Ausbiß ist auf eine 15 m lange und 1 m mächtige Erzlinse beschränkt, dessen liegende Partie von Waldboden bedeckt ist. Als Hangendes tritt ein stark kataklastisches stromatitisches Kristallin auf. Das allgemeine Streichen beträgt 90° E, das Fallen 30° N.

Vererzung und Übergang zum Nebengestein

Wie auf Sut Fuina und Piz Grisch lassen sich imprägnative Übergänge des Sideritganges zum Nebengestein erkennen. Im Hangenden ist letzteres schwach silifiziert.

d) Val Sterla

Situation

Das Sterlatal liegt E Innerferrera und entwässert die südwestlichen Hänge des Piz la Mazza. Die Lagerstätte befindet sich auf 2040 m in einem kleinen, steilen Seitental. Ein schmaler, teilweise durch Bergsturz unterbrochener Pfad führt von der Alp Samada Sura zu dem Erzausbiß, der um 1917/20, anlässlich der Bergbautätigkeit bei den Minen von Starlera, Gegenstand einer Schürfung war. Die Form des Erzkörpers ist linsenartig und läßt sich auf rund 30 m verfolgen. Die Mächtigkeit des anstehenden Erzes

beträgt 2 m. Die Lagerstätte liegt gänzlich in der ophthalmitischen Fazies des Roffnakristallins, dessen Streichen sich auf N 20° W und dessen Fallen auf 30° ENE bestimmen läßt. Gegenüber dieser Lagerung stößt das Erzlager in schwacher Diskordanz von 15° im Streichen und 20° im Fallen ab.

Vererzung und Übergang zum Nebengestein

Hauptsächlich das Liegende zeigt eine intensive Imprägnation, die bis auf 10 m allseitig das Nebengestein erfaßte und aus dezimeterdicken Sideritflasern besteht, die sich randlich verästeln und ausfingern. Der linsenartige Erzkörper ist wiederum aus einer Siderit-Quarzmasse aufgebaut. Nebengesteine sind stark kataklastisch struierte Ophthalmitite. Klufftypen und Kluffmineralisation entsprechen denjenigen der oben beschriebenen Lagerstätten.

e) Seehorn

Am Nordostgrat des Seehornes wurde auf 2330 m mittels eines Stollens ein ebenfalls linsenförmiger Erzkörper abgebaut. Die Ausbißlinie ist auf rund 50 m im Streichen aufgeschlossen und läßt eine Mächtigkeit von 4 m erkennen. Das Nebengestein ist wiederum ophthalmitisch ausgebildet. Form und Lagerung der Lagerstätte entsprechen weitgehend den schon beschriebenen Vorkommen.

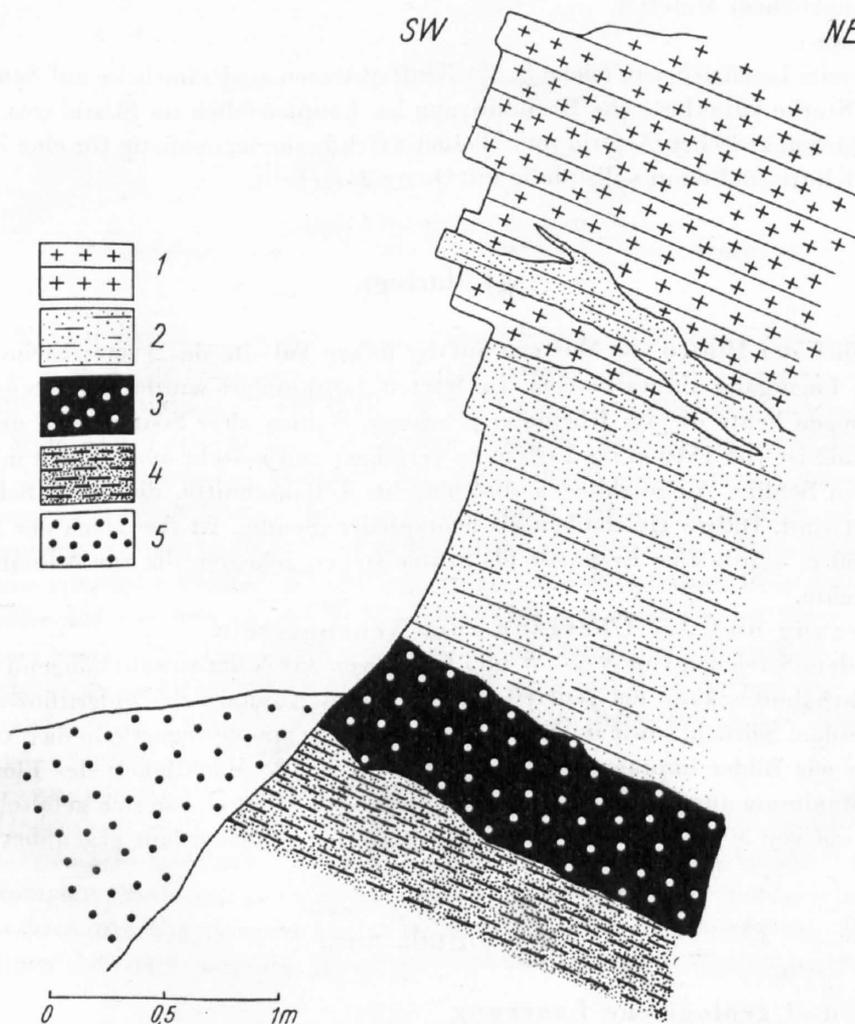


Fig. 16. Querprofil durch die Lagerstätte Samada Sura.

1 ophthalmitischer Gneis, 2 Siderit-Quarzmasse, 3 Magnetit-Aegirin-Fels, 4 Siderit-Chlorit-Stromatit, 5 Gehängeschutt.

f) Samada sura

Situation und geologische Lagerung

Unmittelbar neben dem Weg, der die Alphütten von Samada Sura mit Innerferrera verbindet, liegt die Lagerstätte auf 1720 m. Der Hauptausbiß ist in einem in der Streichrichtung 20 m langen Schlitz, der auf 7 m abgeteuft wurde, sichtbar. Als Stütze wurde ein 1 m breiter Erzpfeiler in der Mitte stehen gelassen. 15 m nördlich des Hauptausbisses wurde ein 2 m breiter und 1 m tiefer Versuchsstollen vorgetrieben. Als hangendes Nebengestein erscheint in beiden Erzaufschlüssen ein stark verschieferter und verquarzter Ophthalmit, der über eine Zone von 4 m mit Sideritadern von Dezimeterdicke in S-Richtung durchzogen ist.

Die unmittelbaren Verbandsverhältnisse gegenüber dem 10 m unterhalb auftretenden triasischen Marmorzug von Martegn sind angesichts der intensiven Überlagerung mit Schutthaldenmaterial nicht zu untersuchen. Am kleineren Ausbiß treten allerdings als Liegendes der Sideritvererzung, dunkelgraue, stark ausgewalzte Bünderschiefer auf, was offensichtlich auf einen tektonischen Kontakt — als Überschiebungsfläche ausgebildet — gegenüber dem Sedimentkeil schließen läßt.

Die Vererzung

Fig. 16 veranschaulicht die internen Verbandsverhältnisse des Vererzungskörpers. Im Gegensatz zu den vorher besprochenen Lagerstätten, die ja, soweit sichtbar, einen monoschematischen Charakter aufweisen, treten an der Basis vorwiegend aus Magnetit und Aegirin bestehende Skarnmineralisationen auf. Der Übergang zum Sideritflöz ist kontinuierlich. Grobkörnige Magnetite und Aegirinfasern wechselagern mit karbonatischem Material.

Kluftsysteme

Von den bereits beschriebenen (siehe S. 29) Kluftsystemen sind sämtliche auf Samada Sura ebenfalls vorhanden. Starke kataklastische Beeinflussung ist, hauptsächlich im Skarnlager, zu beobachten, wobei die Grenzflächen zwischen Aegirin und Magnetit sich besonders günstig für eine Zerrklüftung erwiesen. Solche Klüfte sind dann vollständig mit Quarz ausgeheilt.

g) Martegn

500 m nördlich der Hütten von Martegn auf der linken Talseite des Averserrheines ist auf 1550 m ein 150 m langer Lagergang aufgeschlossen. Im letzten Jahrhundert wurde hier intensiv Eisenerz abgebaut. Dafür zeugen heute die am Rheinufer gelegenen Ruinen alter Schmelzöfen und Wohnhäuser.

Der Erzausbiß ist von 1540 m bis 1590 m zu verfolgen und besteht aus einem 3 m hohen und 8 m schräg abgeteuften Schlitz. Aufgeschlossen sind einzelne Teilabschnitte, die durch Schutthalden voneinander getrennt sind. Da wo Holzbalken als Stützpfeiler dienten, ist das Dach der Lagerstätte eingestürzt. Auf 1580 m wurde eine Erzpartie als Stütze stehen gelassen, die zur Aufnahme des Profiles Fig. 17 (S. 33) diente.

Die Vererzung und der Übergang zum Nebengestein

Gegenüber dem Streichen von N 65° W und Fallen von 35° N des sowohl hangend als auch liegend auftretenden Ophthalmites kann ein generelles diskordantes Absetzen des Sideritflözes im Fallen von N 50° erkannt werden. Seitlich, sowie im Hangenden, fingert es apophysenartig in das Nebengestein aus. Auch hier stellen wir Bilder imprägnativen Charakters fest. Die Mächtigkeit des Flözes ist variabel, erreicht aber im Maximum nur 4 m. Die Grenze zum Liegenden bildet eine in sich gefälte salbandartige Skarnmineralisation von 30 bis 80 cm Dicke. Dieses setzt streng diskordant gegenüber der Gneisschieferung ab.

h) Muttala Sura

Situation und geologische Lagerung

In südwestlicher Fortsetzung des Erzlagers von Martegn lassen sich zwischen 1750 m und 2540 m oberhalb des Sees von Muttala einzelne Erzausbisse auffinden. Sie sind durchweg nur auf wenige Meter

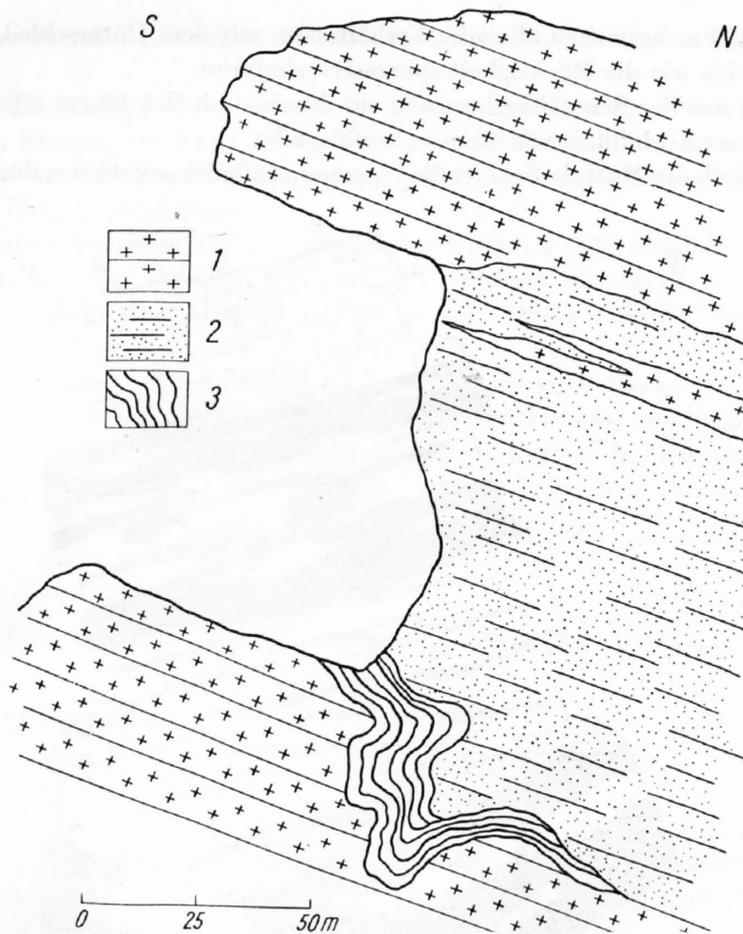


Fig. 17. Querprofil durch die Lagerstätte Martegn.
1 ophthalmitischer Gneis, 2 Siderit-Quarzmasse, 3 Hämatit-Aegirinfels.

aufgeschlossen. Wie auf Martegn, so wurde auch auf Muttala Sura an einzelnen Stellen Eisenerz abgebaut. Moränenmaterial und Geröllhaldenschutt überlagern weitgehend die einzelnen Vererzungsstellen. Streichen (N 110° bis 120° E) sowie Fallrichtung (25 bis 35° NE) ist allen Aufschlüssen gemeinsam. Demnach bilden die Erzausbisse eine bis zum Lai Muttala oberhalb Martegn sich erstreckende Zone, die zusammenfassend die Lagerstätte von Muttala Sura bildet. Die Konstanz in der geologischen Lagerung sowie der Vererzungscharakter selbst, läßt weiter vermuten, daß es sich generell um einen lagergangartig durchgehenden Erzkörper handelt, der allerdings durch die quer dazu N-S verlaufenden Scharen von Bewegungsflächen verworfen wurde. Die Vererzungszone läßt sich nur längs ihrer Ausbißlinie verfolgen, so daß über Größe und Ausdehnung des Erzkörpers nichts ausgesagt werden kann. Als Nebengestein findet man sowohl hangend als auch liegend intensiv verschiefert ophthalmitischen Gneis. Der Kraftwerkstollen, welcher das Ausgleichsbecken von Innerferrera mit dem Stausee von Sufers verbindet, schneidet im Projekt die Ausbisse von Muttala Sura ca. 500 m tiefer und könnte über eine vermutliche Fortsetzung der Lagergänge ins Berginnere Aufschluß geben.

Die Vererzungserscheinungen im einzelnen

Im Detail lassen sich folgende Lagerungsverhältnisse studieren: Von 1850 m mit zahlreichen Unterbrüchen infolge Schuttüberdeckung bis auf 2090 m hinaufreichend erscheint die Vererzung in ihrem Gesamtgefüge komplex. Die Mächtigkeit der einzelnen Lagergänge beträgt durchschnittlich 3 m. Ebenso wie auf Samada Sura und Martegn tritt hier, allerdings in engster Verbindung mit Hämatitlagen, eine aus grobkristallinem Aegirin bestehende Skarnmineralisation auf. Die Verbandsverhältnisse veranschaulicht Fig. 18.

Auf 2200 m liegt ein 5 m mächtiges Lager vor. Mit Hämatit wechsellagern stromatitisch quarz- und sideritreiche Lagen. Hangendes wie Liegendes ist auf eine Entfernung von rund 3 m schwach imprägniert.

Auf 2300 und 2390 m herrschen ähnliche Verhältnisse, mit dem Unterschied allerdings, daß der Gehalt an Hämatit gleich wie die Mächtigkeit sukzessive abnimmt.

Auf 2430 m tritt aus der Schuttüberlagerung ein durchschnittlich 80 cm mächtiger Sideritlagergang zutage, der auf einer Ausbißlinie von 40 m zu verfolgen ist.

Auf 2540 m oberhalb des Muttala-Sees ist die Vererzung lediglich auf dünne, dezimeterdicke Sideritfasern beschränkt.

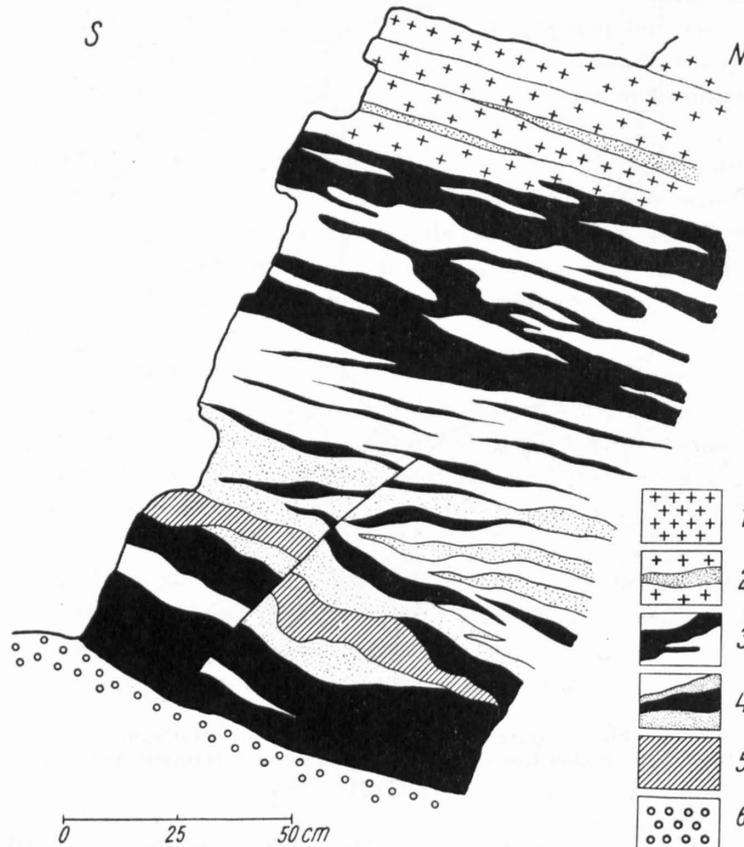


Fig. 18. Querprofil durch die Lagerstätte Muttala Sura.
1 ophthalmitischer Gneis, 2 Ferrocalcitlinse, 3 Hämatit-Quarzbänder, 4 Siderit-Hämatiterz, 5 Aegirin-Quarzfels, 6 Gehängeschutt.

Form und Alter der auftretenden Kluftsysteme

Allgemein lassen sich gegenüber den übrigen Lagerstätten keine Unterschiede im Auftreten der Kluftsysteme bzw. deren genetischer Interpretation feststellen. Wesentlich ist allerdings, daß sich innerhalb der hämatitreichen Lagen zentimeterbreite Klüfte finden, die vollständig mit grobidiomorphem Aegirin ausgeheilt sind. Sie gehören dem Klufttypus A an, der auf S. 29 beschrieben ist. Eine Versetzung fand in einem späteren Stadium statt (Klufttypus B) und lieferte eine Neubildung von grobblättrigem, rosettenförmigem Hämatit und Quarz.

i) Weitere Vorkommen

200 m südlich des Hauptausbisses der Lagerstätte von Samada Sura tritt auf 1760 m auf einer Länge von 15 m eine Hämatitvererzung in Form von 15 cm dicken Adern auf, welche längs der S-Fläche eines verschieferten Ophthalmites eingeregelt sind. Der Aufschluß läßt sich unmittelbar über dem Waldboden verfolgen, so daß über dessen Mächtigkeit und mögliche räumliche Verbindung mit dem Lager Samada Sura nichts ausgesagt werden kann. Mikroskopisch lassen sich 0,5 mm lange, meist verbogene Hämatitschuppen erkennen, die teils schwarmartig aggregiert sind, teils ein sperriges Gefüge mit der Gangart bilden. Als solche treten feinkörniger, zerbrochener Quarz, einzelne Zoisitkörner und Stilpnomelan-Aggregate auf, die sich lagenartig anreichern und salbandartig einzelne Hämatiterzlinien um-

schließen. Sekundäre Zerrklüftbildungen führten zu groblamellarer Neukristallisation von Hämatit und Quarz.

Den gleichen Charakter weisen vereinzelte Vererzungsstellen im Walde nahe der Parsagnabrücke, nach dem Eingang ins Val Ferrera, auf der linken Talseite, auf. Gleiche Verhältnisse finden wir auch in der Nähe der Grenze zwischen triasischem Marmor und Roffnagneis auf der rechten Talseite des Surettatales ESE der Alphütten.

Kleinere Sideritvorkommen wurden bereits von WILHELM (82) erwähnt. So eine 1 m mächtige Sideritlinse im unteren Val Sterla, die sich nach Angaben WILHELMS an einer Überschiebungsfläche zwischen triasischem Marmor und Roffnagneis auf 1825 m befindet. Heute ist sie von Geröllmaterial überdeckt.

Sideritlinsen, ebenfalls geringer Mächtigkeit, lassen sich im Felskopf, der dem Gletscher da Sut Fuina vorgelagert ist, auffinden. In den Felshängen W Plan Davains, auf Plan di Bov, sind ebenfalls Sideritschmitzen innerhalb der Roffnagneismasse festgestellt worden. Bei den alten Schützengräben auf Salegn S Piz la Tschera und im Walde W Andeer sind vereinzelt Erzsprengen nachzuweisen, die allerdings in der Oxydationszone gänzlich zu Brauneisen umgewandelt wurden.

V. Die Mineralien, ihre Ausbildung und Verbreitungsweise

Manganhaltiger Sideroplesit

Von allen Erzvorkommen ist Siderit als Haupterzmineral in der Literatur beschrieben worden. Bereits WILHELM (82) und später VOS (80) und GROENEVELD (27) erwähnen einen geringen Mangan-gehalt. Bei gleichkörniger Struktur und isometrisch-hypidiomorpher Ausbildung besitzen die Körner Durchmesser von 0,2 mm bis 4 mm. Lamellare Verzwilligung ist nur vereinzelt feststellbar. Als gemeinsames Mineral in großen Mengen bis zu 85% Volumenanteile der Vererzung ausmachend, ist es extensiv verbreitet. Die sehr intensive Verwachsung mit Gangartmineralien, zur Hauptsache Quarz, gestattet nicht, eine homogene Probe der chemischen Analyse zu unterwerfen. Es wurde trotzdem versucht, nach einer Kornzertrümmerung auf 0,2 mm mittels Schwerentrennung (Thouletsche Lösung γ , 3,2) eine Fraktion zu erhalten, die nach viermaliger Wiederholung des Prozesses einen relativ kleinen Anteil von in HCl unlöslichen Substanzen enthielt. Pulveraufnahmen zeigten jeweils, daß es sich um ein einheitliches Karbonat handelt. Es wurden im ganzen vier Proben von verschiedenen Sideritlagern analysiert. Tabelle 2 gibt Auskunft über deren Zusammensetzung.

Tabelle 2.

Analyse von Sideriterz:

Fundort	Martegn	Sut Fuina	Piz Grisch	Samada Sura
Unlösliches	5,84%	5,58%	4,77%	3,51%
FeO	47,10% (Fe 36,61%)	45,57% (Fe 35,42%)	46,02% (Fe 35,77%)	46,59% (Fe 36,21%)
MnO	4,26% (Mn 3,29%)	3,96% (Mn 3,06%)	5,04% (Mn 3,90%)	5,37% (Mn 4,16%)
MgO	4,05%	5,92%	4,12%	3,95%
CaO	1,57%	1,25%	2,44%	2,54%
Total	62,82%	62,28%	62,39%	61,96%

Analytiker: J. Jakob

Molekularprozente:

FeCO ₃	77,6%	73,8%	74,7%	74,8%
MnCO ₃	7,2%	6,5%	8,3%	8,7%
MgCO ₃	11,9%	17,1%	11,9%	11,3%
CaCO ₃	3,3%	2,6%	5,1%	5,2%

An Hand der Resultate der chemischen Analysen ist ersichtlich, daß es sich um ein Mischkarbonat des ternären Systems MgCO₃—FeCO₃—MnCO₃ handelt. [Wie FERRARI und COLLA (19) zeigen konnten, sind geringe Mol-% CaCO₃ ebenfalls einbaufähig.] Eine spektralanalytische Prüfung der analogen Proben (in verdankenswerter Weise ausgeführt von Herrn Dr. M. WEIBEL am Geologischen Institut der Oxford University, England) ergab einen Gehalt an ZnO in der Größenordnung von 0,0x%.

Die optischen Untersuchungen [ausgeführt nach LOUPEKINE (42)] ergaben für:

	Martegn	Sut Fuina	Piz Grisch	Samada Sura
n_0	1,845	1,832	1,842	1,842
n_e	1,613	1,600	1,612	1,612
$n_0 - n_e$	0,232	0,232	0,230	0,230

Die Nomenklatur der karbonatischen Mischkristallreihen ist in der Literatur sehr uneinheitlich. Der hier verwendete Name «manganhaltiger Sideroplesit» richtet sich nach der Einteilung von WINCHELL (85). Die Untersuchung zeigt deutlich, daß die karbonatischen Vererzungskörper einen einheitlichen Chemismus aufweisen. Dieser Umstand wird für die genetische Interpretation (siehe S. 52) wichtig sein. In den folgenden Abschnitten wird der Kürze halber immer von «Siderit» die Rede sein.

Hämatit

Neben Siderit ist Hämatit das weitaus häufigste Erzmineral. Seine Ausbildung ist je nach Vergesellschaftung und Genese verschiedenartig. Am häufigsten kommt er in Form dünnblättriger feinkristalliner Schuppen mit einem Durchmesser von etwa 50 μ vor, die teils sehr reich aggregiert, teils mit 5 mm großen, isometrischen Quarzkristallen, bis zu 80 cm mächtige Lagen bilden können. Grobblättriger Eisenglanz (basale Tafeln von rund 1 cm Größe) liegt zur Hauptsache als Rekristallinat mit Aegirinfasern vor. Daraus resultiert ein typisch sperriges Gefüge. Der in alpinen Quarzgängen Eisenrosen bildende Hämatit ist bereits erwähnt worden. Hämatit tritt als Verdränger von Magnetit auf, wobei sich typische Strukturbilder einer beginnenden Martitisierung ergeben (siehe S. 45). Das Röntgeninterferenzbild stimmt mit demjenigen des chemisch reinen Fe_2O_3 überein, so daß keine merklichen Gehalte an Mn oder Ti vorhanden sind (Mn maximal 0,10 %, Ti unter 0,05 %).

Magnetit

Sein Auftreten ist auf die Lagerstätte Samada Sura beschränkt. Im Skarnerz ist seine Ausbildung durchweg gleichkörnig-isometrisch, teils kristallographisch begrenzt. Durchschnittliche Korngröße 3 mm. Starke Deformationsbewegungen führten zu kataklastischen Rissen, die mehreren, schief zueinander liegenden Systemen angehören. Damit verbunden ist auch eine Rekristallisation des Magnetites eingetreten. Die Magnetitkristalle sind alle homogen struiert. Außer der bereits erwähnten randlichen Martitisierung fehlen besondere Entmischungsstrukturen. Röntgenaufnahmen ergaben keine Abweichungen gegenüber gewöhnlichem Magnetit.

Pyrit

Durchweg idiomorph entwickelt. Vereinzelt mit kataklastischen Sprüngen durchsetzt. Die Korngröße ist einheitlich klein gehalten (1 bis 3 mm Kantenlänge). Relativ spärlich treten größere Kristalle mit 1 cm Kantenlänge auf. In seiner Extensität ist Pyrit ein gemeines Mineral, das in allen Teileinheiten der Vererzungskörper vorkommt. Auffallend ist das Auftreten von Fremdeinschlüssen, Gangart (Quarz) und Eisenglanz, wobei die Lage völlig willkürlich ist und keineswegs auf ein zonares Wachstum schließen läßt. Genetisch handelt es sich hier um Idio- bis Porphyroblasten, deren Bildung sicherlich nicht als eine der ältesten (Idiomorphie!) angesehen werden darf.

Kupferkies

Je nach Verwachsungsart verschiedenartige Kornform. Als Einzelkorn ist er isometrisch, kommt er mit anderen Erzen vergesellschaftet vor, so ist er xenomorph ausgebildet. Die Korngröße ist einheitlich 1 mm und variiert nur sehr schwach innerhalb der Vererzung (Hauptvorkommen Piz Grisch). In alpinen Quarzgängen erreicht sie aber Zentimetergröße. Entsprechend der mechanischen Beanspruchung ist die Kornregelung homöoklastisch. «Bleischweif»-Bildungen treten nicht auf. Zentral ist Kupferkies etwas granoblastisch rekristallisiert. Abgesehen von der auf der Lagerstätte Piz Grisch vorhandenen Vergesellschaftung mit Wismut-Erzen ist Kupferkies selten vorzufinden und tritt nur vereinzelt in der Sideritgangmasse auf.

Bornit

Die Kornform ist ausschließlich rundlich, die Korngröße gleichmäßig 0,1 mm. Keine Anzeichen irgendwelcher Kataklase. Mit Cu-Bi-Erzen vergesellschaftet tritt er als verbreitetes Mineral in deutlichen Mengen auf.

Kupferglanz

Der rhombische Kupferglanz ist durchgehend allotriomorph ausgebildet. Seine Korngröße beträgt 0,05 mm. Sowohl im Cu-Bi-Erz als auch im Siderit-Quarzgefüge kommt Kupferglanz nur sporadisch und nur in sehr geringen Mengen vor.

Fahlerz

Entsprechend der Paragenese mit Bi-Mineralien kann auf ein Bi-haltiges Fahlerz geschlossen werden. Erzmikroskopisch lassen sich Übereinstimmungen mit den Vergleichsdiagnosen von RAMDOHR (61) feststellen. Die Kornform ist teils isometrisch, teils amöbenförmig. Die Verbreitung ist spärlich. Die Korngröße beträgt 1 bis 5 μ .

Cu-Bi-Mineralien

Ihr Auftreten ist auf die Lagerstätte Piz Grisch beschränkt.

Wismutglanz (Bi_2S_3): Allotriomorphe, lappige bis skelettartige Gebilde von durchschnittlich ca. 10 μ Korngröße.

Emplekit (CuBiS_2): Nadelige bis strahlige, gestreifte Individuen von wechselnder Korngröße, maximal 2 cm lang und 0,5 mm breit, grobkataklastisch etwas zerrissen. Extensität: in einzelnen Teileinheiten verbreitetes Mineral. Intensitätsmäßig in deutlichen Mengen vorhanden. Die erzmikroskopische Diagnose wurde mikrochemisch und mittels Röntgeninterferenzen verifiziert.

Klaprothit ($\text{Cu}_6\text{Bi}_4\text{S}_9$): Kurzstrahlige idiomorphe Aggregate, welche paketweise 50 μ große Bündel bilden und randlich verbogen erscheinen. Deutlicher Lamellenbau. Verbreitet, aber in geringen Mengen auftretend.

Wittichenit (Cu_3BiS_3): Xenomorphes Aggregat gleicher Korngröße wie Klaprothit, rundlich, teilweise elliptisch angeordnet. Extensiv wie intensiv in sehr geringen Mengen auftretend. Weder Zwillingbildung noch Zonenbau sind feststellbar.

Covellin

Tritt typisch als Verwitterungsmineral der Cu-Bi-haltigen Vererzung auf. Mit Bornit paragenetisch verbunden, reichert er sich vorzüglich den Korngrenzen entlang an und besitzt bei feinkristalliner Ausbildung den Charakter ungewöhnlicher «blaubleibender» Covelline. Ist hingegen ein Bornitkorn bis zur Hälfte radialartig gegen das Zentrum hin zu Covellin umgewandelt, so erscheinen grobtafelige Aggregate, die die Eigenschaften gewöhnlicher Covelline aufweisen. Vereinzelt findet man Reliktstrukturen ehemaliger isometrischer Bornitkörner, welche sowohl durch Brauneisen als auch durch Covellin deszendend verdrängt worden sind. Die restlichen Bornitüberbleibsel werden wiederum von blaubleibendem Covellin umsäumt. Völlig umgewandelte Bornitrelikte zeigen hingegen grobkristallinen gewöhnlichen Covellincharakter. Als Umwandlungsprodukte in der Oxydationszone treten daneben Malachit, seltener Azurit und Goethit auf.

Ilmenit (Rutil)

Vereinzelt sind Rutil (Anatas?) mit Reliktstrukturen nach Ilmenit festzustellen.

Ferrocaltit

Die Ausbildung ist körnig-spätig. Auf der Lagerstätte Muttala Sura tritt er als spärlich vorhandenes Mineral mit Korngrößen bis zu 0,1 mm auf. Er bildet gleichkörnige Massen, deren Körner ineinander verzahnt sind. Feinste Hämatitschüppchen verunmöglichen homogenes Material zu erhalten. Röntgenpulveraufnahmen ergaben neben deutlichen Hämatitlinien Interferenzlinien, die denjenigen von Calcit weitgehend entsprechen. Mikrochemisch läßt sich allerdings ein Gehalt an Fe und Mn feststellen.

Calcit

Die Struktur ist durchweg feinkörnig-spätig. Innerhalb der Sideritvererzungsmasse ist Calcit in zentimeterdicken Fasern und Nestern angereichert.

Aegirin

Auf den Lagerstätten Martegn, Muttala Sura, Samada Sura und Sut Fuina tritt er strahlig bis tafelig angeordnet auf und bildet je nach Vergesellschaftung 0,1 bis 5 cm lange faserig-stengelige Massen von grüner bis dunkelgrüner Farbe.

Chemismus: Zur chemischen Analyse gelangte eine Probe der Lagerstätte Muttala Sura, wobei die intensive Verwachsung mit feineingesprengtem Hämatit und Quarz die Gewinnung einer homogenen Probe praktisch verunmöglichte. Trotzdem wurde versucht, durch Trennung nach dem spez. Gewicht und mittels Binokularlupe möglichst reines Material zu erhalten. Die folgende Analyse besitzt wegen der geringen Menge an Analysenmaterial nur orientierende Bedeutung und soll allein den Nachweis erbringen, daß es sich um einen Alkaliaugit handelt:

SiO ₂	51,1%	Analytiker: J. Jakob
Al ₂ O ₃	1,9%	
Fe ₂ O ₃	30,5%	
CaO	1,8%	
Na ₂ O	13,5%	
K ₂ O	1,5%	

Optische Untersuchung: Lichtbrechung: in allen Richtungen höher als 1,740; Doppelbrechung: $n_z - n_x$ 0,061; optischer Charakter: zweiachsig negativ.

Achsenwinkel: $2 V 69^\circ \pm 1^\circ$, geneigte Dispersion. Schnitte $\sim // (001)$ zeigen $\rho < \nu$, währenddem Schnitte $\sim // (100)$ $\rho > \nu$ besitzen; Pleochroismus: auffallend gering n_x grünlich, n_y gelblich, n_z bräunlich; Auslöschungsschiefe: $c/n_x = 3$ bis 4° .

Röntgenographische Untersuchungen: Zwecks weiterer Charakterisierung des Minerals wurde eine Pulveraufnahme mittels einer Nonius-Kamera ausgeführt und die Interferenzlinien mit Quarzpulver geeicht. Es ergaben sich folgende d- bzw. Intensitätswerte:

Intensität	d-Werte in Å	Intensität	d-Werte in Å
m	6,34	s	2,02
m	4,41	s	2,00
sm	4,37	s	1,965
s	3,59	ss	1,871
s	3,33	ss	1,832
s	3,16	s	1,716
st	2,96	s	1,672
mst	2,88	s	1,665
s	2,52	s	1,646
st	2,51	mst	1,624
m	2,45	m	1,597
ss	2,24	sm	1,578
sm	2,18	s	1,524
s	2,10	s	1,514
s	2,08	m	1,493

st: stark; mst: mittelstark; m: mittel; ms: mittelschwach; s: schwach; ss: sehr schwach.

Vergleiche mit entsprechenden Interferenzlinien eines Aegirines aus Eger in Norwegen (Mineralprobe aus der Mineralogischen Sammlung der ETH) ergaben eine sehr gute Übereinstimmung. Leider waren einschlägige Literaturdaten über diesen Fundort nicht zugänglich. Die mineralogische Charakterisierung deutet auf einen Mischkristall der Reihe Aegirin-Hedenbergit hin, mit geringem Gehalt an Hedenbergit [WINCHELL (85), DE VILLIERS (79)].

Chlorit, Ferrostilpnomelan

Die Meinung WILHELMS (82), wonach es sich bei diesem ausgesprochen grün auftretenden Mineral um Biotit handle, hat sich auf Grund röntgenographischer und optischer Untersuchungen als falsch erwiesen.

Chlorit bildet meist feinschuppige, bis zu 0,4 mm große Blätter innerhalb der Eisenerze. Am häufigsten ist er intensiv mit Hämatitquarzbändern verwachsen. In der Sideritquarzmasse kommt er als Kluftmineral mit Hämatit und Quarz vergesellschaftet vor. Akzessorisch tritt er, meist randlich in Klüften in den Skarnerzen auf und ist nesterartig-paketweise rekristallisiert. Nach den durchgeführten Untersuchungen handelt es sich um einen Chlorit der Stilpnomelanreihe [WINCHELL (85), HUTTON (39), HÖDL (34)]. Die optischen Daten von acht Proben verschiedener Lokalitäten und Paragenese ergaben folgende Werte: optisch einachsig oder zweiachsig, mit einem Achsenwinkel von 1° bis maximal 3° ($\pm 1^{\circ}$), negativ,

n_x 1,558, n_y 1,596, n_z 1,596, $n_z - n_x$ 0,038.

Pleochroismus: n_x farblos bis gelb, $n_y = n_z$ dunkelgrün.

Vergleiche der Röntgeninterferenzen mit solchen von GRUNER (29) ergaben eine gute Übereinstimmung. Die Daten stimmen mit denen für Ferrostilpnomelan vollständig überein.

Quarz

Quarz ist das weitaus wichtigste Gangartmineral. Abgesehen von Kluftquarzbildungen ist er feinkörnig (1 bis 200 μ) ausgebildet. Äußerst typisch ist seine Vergesellschaftung mit Siderit, indem er als Kittsubstanz einzelner Karbonatkörner wirkt. Vereinzelt bildet er zackig umgrenzte hypidiomorphe Individuen, erscheint auch als isometrischer Einschluß in Siderit und Pyrit. Einzelne starke Silifizierungszonen innerhalb der Vererzungskörper bestehen zur Hauptsache aus einem gleichkörnigen Mosaikgefüge.

An Kluftwandungen lassen sich vereinzelt freigewachsene Quarzkristalle auffinden, deren c-Kantenlänge allerdings 0,5 cm nicht übersteigt. Grobkristalline Quarze weisen alle Merkmale einer mechanischen Beanspruchung auf (undulöse Auslöschung, Böhmsche Streifung, Zweiachsigkeit und Mörtelkränze).

Albit

Ziemlich reiner Albit (An-Gehalt $< 7\%$) tritt durchweg mit Quarz vergesellschaftet als Gangartmineral auf. Im allgemeinen polysynthetisch verzwilligt ist seine Kornform isometrisch-hypidiomorph (Korngröße 0,2 mm). Die Zwillingslamellen erscheinen oft mechanisch verbogen. Er ist nur relativ spärlich verbreitet und umfaßt maximal 0,5% Vol-Anteile einer durchschnittlichen Stückprobe.

Alkalifeldspäte

Neben Albit lassen sich mitunter vereinzelte, isometrische Mikroklinkristalle feststellen, die randlich eine schwache Albitisierung aufweisen. Zwillingsbildungen nach dem Karlsbadergesetz sind häufig. Die Korngröße von 0,2 mm entspricht derjenigen von Albit. Generell sind die Mikrokline extensiv sowie intensiv spärlich auftretende Mineralgemengteile.

Muskowit

In serizitischen Aggregaten ausgebildet ist er relativ häufig mit Quarz und Siderit vergesellschaftet. Die Blättchengröße hält sich in der Größenordnung von 150 μ .

Tabellarische Zusammenstellung über die Verbreitungsweise der Mineralien

Tabelle 3. I. Intensitätsverhältnisse

	Sut Fuina	Piz Grisch	Samada Sut	Val Sterla	Seehorn	Samada Sura Lagergang	Sura Skarn	Martegn Lagergang	Skarn	Muttala Sura
In großen Mengen	Siderit Quarz	Siderit Quarz	Siderit Quarz	Siderit Quarz	Siderit Quarz	Siderit Quarz	Magnetit Aegirin	Siderit Quarz	Aegirin Hämatit	Hämatit Siderit Quarz
In Mengen									Quarz	Stilpnomelan
In deutlichen Mengen	Calcit Serizit Albit	Calcit Serizit Albit	Calcit Serizit Albit	Calcit Serizit Albit	Calcit Serizit Albit	Calcit Serizit Stilpnomelan	Hämatit Quarz	Hämatit	Stilpnomelan	Aegirin
In spärlichen Mengen	Pyrit Aegirin	Pyrit	Pyrit Alkali- feldspäte	Pyrit	Pyrit	Pyrit Hämatit	Calcit	Pyrit Albit Stilpnomelan		Ferrocaltit Pyrit Albit Serizit
In geringen Mengen	Kupfer- kies Kupfer- glanz Alkali- feldspäte	Kupferkies Bornit Kupferglanz Fahlerz Cu-Bi-Mine- ralien Ilmenit (sehr gering)	Kupfer- kies	Kupfer- kies Kupfer- glanz		Kupferkies Kupferglanz		Serizit Albit	Serizit	

Tabelle 4. II. Extensitätsverhältnisse

	Sut Fuina	Piz Grisch	Samada Sut	Val Sterla	Seehorn	Samada Sura Lagergang	Sura Skarn	Martegn Lagergang	Skarn	Muttala Sura
In allen Proben	Siderit Quarz Calcit	Siderit Quarz	Siderit Quarz	Siderit Quarz	Siderit Quarz	Siderit Quarz	Magnetit Aegirin	Siderit Quarz	Aegirin Hämatit	Hämatit Siderit Quarz
Verbreitet, meist vor- handen in allen Proben	Pyrit Serizit Albit	Calcit Pyrit Serizit	Calcit Pyrit Serizit	Calcit Pyrit Serizit	Calcit Pyrit Serizit	Calcit Pyrit Serizit	Biotit Quarz	Hämatit	Quarz	Stilpnomelan
Zerstreut, u. da vorhanden	Kupfer- kies Aegirin	Albit	Albit	Albit	Albit	Albit	Hämatit Stilpnomelan Calcit	Pyrit	Stilpnomelan	Aegirin Ferrocaltit Serizit
Selten	Alkali- feld- späte	Kupferkies Bornit Kupferglanz Fahlerz Cu-Bi-Mine- ralien	Alkali- feldspäte				Serizit Albit	Albit	Calcit	Pyrit Albit
Sehr selten	Kupfer- glanz	Ilmenit	Kupfer- kies	Kupferkies Kupferglanz	Kupferglanz Kupferkies				Serizit	

VI. Die Erzverwachsungen

An Hand makrodiagnostischer Beobachtungen (siehe Kap. 4) und mikroskopischer Untersuchungen zeigt sich, daß die Eisenerze einen ausgeprägten chorismatischen Charakter besitzen. Die im folgenden als Hauptstrukturtypen auseinandergehaltenen Bereiche werden ihrer mikrochorismatischen Ausbildung nach weiter zu differenzieren sein.

Grundsätzlich sind folgende Hauptstrukturtypen zu unterscheiden:

1. Granoblastisches Siderit-Quarzgefüge;
2. hypidiomorphe, z. T. grobkristalline Skarnerze;
3. feinkörnige Hämatit-Quarzbänder.

1. Granoblastisches Siderit-Quarzgefüge

a) Feinkörniges, relativ massiges Sideriterz

Dieses Gefüge ist dem reichsten Eisenerz, das in den Lagergängen vorzufinden ist, eigen. Der Durchschnitt von fünf Dünnschliffintegrationen ergibt folgende Vol. %-Werte:

Siderit	85%
Quarz	6%
Serizit	3%
Albit	1%
Calcit	5%

Hauptgemengteil ist gleichkörnig-struierter Siderit von durchschnittlich 0,2 mm Korngröße. Er bildet typische Aggregate von Mosaikstruktur. Quarz erscheint in zwei verschiedenen Wachstumsformen. Die weitestverbreitete Erscheinung ist die einer Ummantelung der Karbonatkörner. Mitunter lassen sich vereinzelt Resorptionsformen gegenüber Karbonatrhomboedern erkennen. Dazu tritt er, gleich wie polysynthetisch verzwilligte Albite, in monogranularer isometrischer Kornform als Zwickelfüllung auf. Im weiteren sind eingeregelt Serizitschüppchen vorhanden, die eine schwach lagige Struktur hervorrufen. Calcit bildet einzelne bis 5 mm lange Nester und Schlieren. Idiomorphe Pyritkristalle sind akzessorisch im Erzgefüge eingesprengt. Allgemein ist die Textur massig. Durch die Einregelung von Serizitschüppchen ist das Gefüge parallel texturiert. Fig. 19 gibt einen Ausschnitt einer solchen Erzverwachsung wieder.

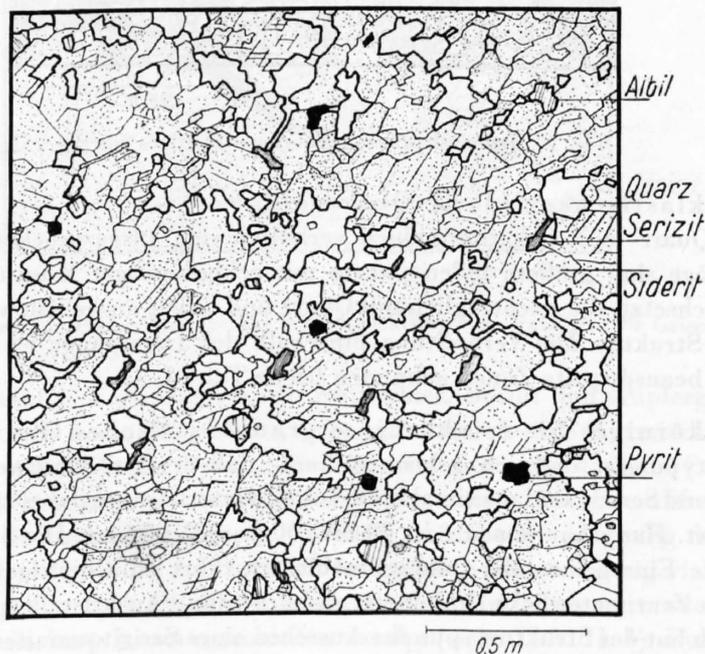


Fig. 19. Feinkörniges, relativ massiges Sideriterz.

b) Stromatitisches, mikrochorismatisches Sideriterz

Dieser weitaus häufigste Typus unterscheidet sich von a im wesentlichen dadurch, daß innerhalb des Dünnschliffbildes verschiedenartige Gefügeeinheiten auftreten.

Die in der Korngröße wechselkörnig ausgebildeten Siderithomboeder sind zu Lagen und Bändern wechselnder Mächtigkeit angereichert. Vereinzelt Serizit- und Quarzkristalle sind darin statistisch verteilt. Die einzelnen Erzlagen alternieren mit Quarzbändern. Neben gleichkörnigen 100 μ großen Quarzindividuen, welche ein gegenüber den Sideriterzlagen schräg eingeregelt Mosaikfeld bilden, sind 5 bis 10 mm große Quarzporphyroklasten eingebaut, die prachtvolle Rekristallisationsbilder aufweisen. Innerhalb solcher Quarzbänder sind streifenartig Serizitpakete eingelagert. Einzelne Körner von Albit und

Mikroklin sind damit vergesellschaftet. Pyritkörner sind akzessorisch und willkürlich als Einzelwürfel eingesprengt, in seltenen Fällen mit Kupferkies und Kupferglanz paragenetisch verwachsen. Dezimeterlange Calcitschlieren durchsetzen regellos verteilt das stromatitische Gefüge (Fig. 20).

Charakteristisch für diesen Strukturtypus ist eine ausgesprochene Paralleltextur, die sowohl in einfacher als auch in faltenartiger Lagerung ausgeprägt ist.

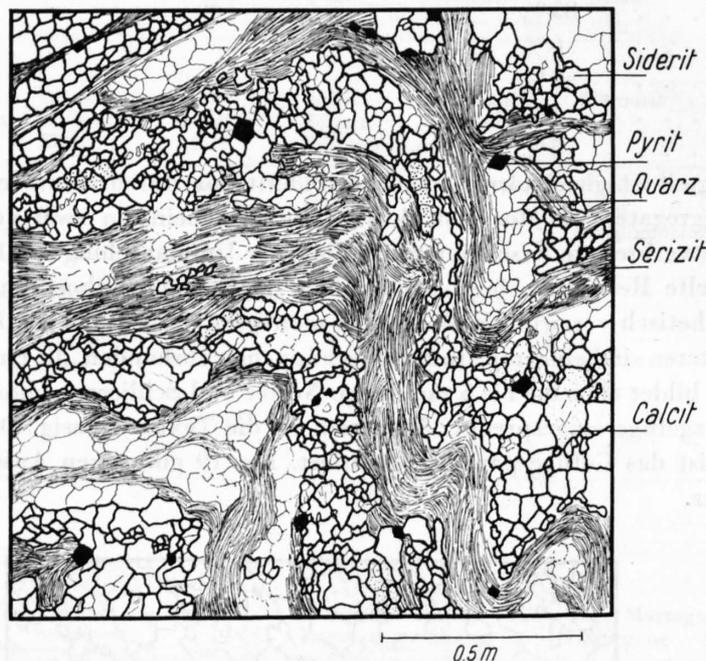


Fig. 20. Stromatitisches, verworren-schiefriges Sideriterz.

c) Porphyroklastisches Siderit-Quarzgefüge

Die Siderit-, Quarz- und Calcitindividuen verhalten sich ausgesprochen wechselkörnig. In feinkörnigem Quarzgefüge sind größere Sideritpakete mit eckig-kantiger Konturierung eingesprengt. Sie sind mit Rissen durchsetzt, die nachträglich mit Quarz und Calcit ausgeheilt wurden. Dadurch entsteht eine brekzienartige Struktur. Die Verbreitung innerhalb der Lagergänge ist nur lokal und offensichtlich an mechanisch beanspruchte Zonen gebunden (siehe Tafel I, 1).

d) Sehr feinkörniges bis feinkörniges granoblastisches Quarz-Sideritgefüge

Der Strukturtypus ist dadurch gekennzeichnet, daß er fast durchweg monomineralisch ausgebildet ist. Siderit und Serizit sind maximal bis 5 Vol. % vertreten und dabei zu dünnen, lang ausgezogenen Lagen aggregiert. Hauptkomponente ist 30 bis 200 μ großer Quarz. Die Struktur ist ausgesprochen granoblastisch. Gute Einregelung der Quarzgranoblasten führt zu schiefriger Textur. Mechanisch beeinflusste Zonen von Zentimeterdicke sind durch grobkristalline Auskristallisation von Quarz bestimmt.

Makroskopisch hat der Strukturtypus das Aussehen eines Serizitquarzites und ist durch Übergänge mit stromatitisch struiertem Sideriterz verbunden. Eine Gesetzmäßigkeit in der Lagerung ist nicht eindeutig gegeben. Generell erscheint allerdings dieser Strukturtypus als Randfazies der Lagergänge.

Spezielle Vererzungserscheinungen

In aus reinem Quarz bestehenden Struktureinheiten sind nesterartige Erzdurchstäubungen von Cu-Bi-Mineralien zu beobachten, die in ihrer Extensität zerstreut auftreten. Solche Erznerster sind lokal auf dezimetergroße Bereiche beschränkt und treten erst über meterlangen Zonen tauben Materials wieder auf. Diese Paragenese ist nur an der Lagerstätte am Piz Grisch aufgefunden worden. Erzmikroskopisch sind zwei Mineralvergesellschaftungen auseinander zu halten.

Eine Paragenese bezieht sich auf Kupferkies, Klaprothit, Wismutglanz, Bi-Fahlerz und Wittichenit, wobei mengenmäßig Wismutglanz, Bi-Fahlerz und Wittichenit untergeordnet erscheinen. In einzelnen Kupferkieskristallen liegen teils strahlig einzellamellar, teils zu ganzen parallelen Bündeln

aggregiert Klaprothitlamellen, die intergranular skelettartig relictischen Wismutglanz einschließen (siehe Fig. 22). Stellenweise finden sich neben Wismutglanz einzelne Bi-Fahlerzkörner ebenfalls als Einschlüsse im Kupferkies vor. Wie Fig. 23 zeigt, liefert das Strukturbild der Klaprothit-Kupferkies-Verwachsung den Eindruck einer Verdrängung des Klaprothites durch Kupferkies, andererseits kann aus dem Wismutglanz-Klaprothit-Fahlerzgefüge auf eine Klaprothitkristallisation aus Wismutglanz und Bi-Fahlerz geschlossen werden. Das gleiche gilt auch für die Verwachsung des Wittichenits mit Wismutglanz. Davon getrennt sind idiomorphe Emplektitnadeln zu behandeln, die durchweg selbständig nadelig-strahlige Aggregate bilden. Sowohl randlich als auch längs Spaltrissen setzt eine beginnende Umsetzung zu Covellin und Bi-Karbonat ein. Ausgezeichnete Idiomorphie und Homogenität des Emplektits lassen hier eine junge Bildung vermuten (Fig. 21).

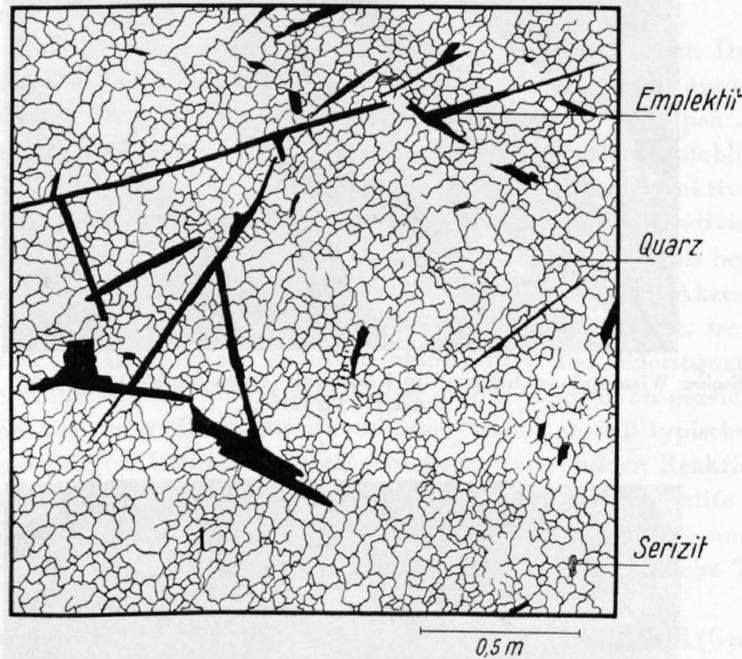


Fig. 21. Granoblastisches Quarzgefüge mit Emplektitnadeln. Fundort: Piz Grisch.

Daneben ist eine häufige Verwachsung von Kupferkies, Bornit und Kupferglanz typisch. Einzelkörner von Bornit sind teils homogen struiert, teils enthalten sie eine Entmischung von Kupferkies. Kupferglanz-Myrmekite innerhalb der Bornitindividuen sind fast vollständig in Covellin umgewandelt, wogegen der Wirtkristall kein internes Anzeichen eines oxydativen Zerfalles aufweist. Randlich treten allerdings gewöhnliche wie auch bleibende Covelline auf. Die Entmischung des Kupferkieses folgt sowohl // (100) als auch // (111), wobei die Lamellen im letzteren Fall durchweg viel breiter und unregelmäßiger sind als diejenigen // (100). Ob es sich tatsächlich um Entmischungen oder um Verdrängungen der Bornitkristalle handelt, kann kaum entschieden werden (siehe Tafel II, 1). Pyrit erscheint meist als der durch Kupferkies verdrängte Teil. Er ist als Porphyroblast ausgebildet und enthält vereinzelt Einschlüsse von Bornit und Kupferglanz. Als Seltenheit trifft man Einsprengungen von Rutil (Anatas?) an, die eine Pseudomorphose nach Ilmenit darstellen.

e) Imprägnativ-metasomatische Verwachsungsstruktur

Die primär strukturellen Beziehungen zwischen Vererzung und Nebengestein lassen sich infolge einer intensiven Granoblastese nicht genau erkennen. Die wesentlich geringere Auflösbarkeit der kristallinen Nebengesteine, als Ausdruck ihrer heterogenen Mineralzusammensetzung, hat zur Folge, daß gegenüber den von karbonatischen Nebengesteinen bekannten metasomatischen Verwachsungsbildern andere Gefügeformen in Erscheinung treten.

Bereits makrodiagnostisch ist erkannt worden, daß die karbonat-SiO₂-reichen Lösungen längs vorgezeichneten Klüften und Spalten in das Nebengestein hinein diffundierten. U. d. M. sind äquivalente

Bilder dadurch ausgezeichnet, daß längs Kapillarspalten ein granoblastisch mittelkörniges Siderit-Quarzgefüge gegenüber Lagen und Schlieren von unbeeinflußtem Ursprungsgestein absetzt. Meist handelt es sich um linsig-flatschiges mittelkörniges Quarzmosaik, dessen Gehalt an Siderit von 0 bis 30% variieren kann. Solche Einsprengungen sind zur Hauptsache längs der bereits vorhandenen Schieferungsrichtung des Nebengesteins vorzufinden. Der Reaktionssaum gegenüber dem Grundmassematerial

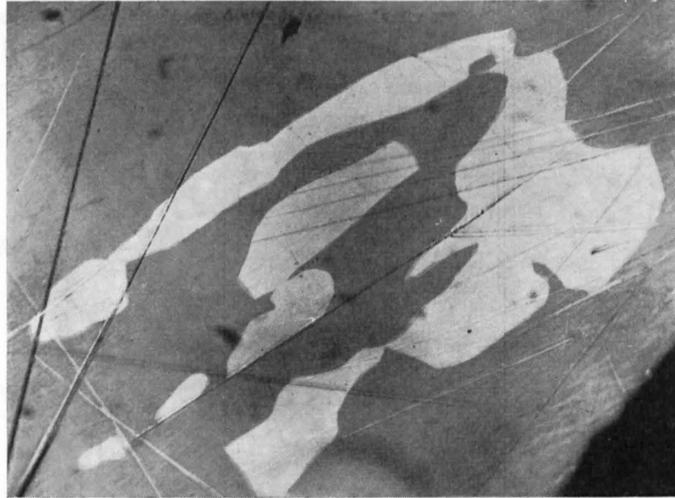


Fig. 22. Reliktischer Wismutglanz (hellgrau) in Klaprothit (etwas dunkler). Anschliff, 700 \times , Ölimmersion. Fundort: Piz Grisch.

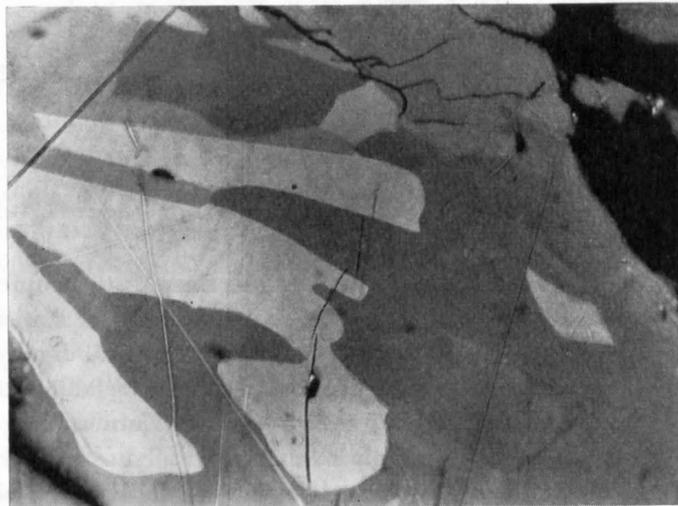


Fig. 23. Verwachsung von Kupferkies (dunkelgrau) mit Wittichenit (etwas heller), Klaprothit (hellgrau) und Wismutglanz (weiß). Anschliff, 800 \times , Ölimmersion. Fundort: Piz Grisch.

wird durch einzelne Serizitschläuche gebildet. Die Durchtränkung des Nebengesteins kann auch die Paralleltexur durchsetzen und bildet dann wurmartige Fortsätze in die Grundmasse der Nebengesteine hinein. Im unmittelbaren Grenzbereich der Imprägnation ist die Armut an Alkalifeldspatporphyroklasten typisch. Damit verbunden sind ein steigender Gehalt an Serizit und eine lokal angereicherte Kristalloblastese von bis 0,5 mm großen hypidiomorphen, unverzwilligten Albitporphyroklasten. In Poren und Nestern stellt sich eine fast monomineralische Kristallisation von Siderit rhomboedern ein. Solche besitzen keine Einregelung gegenüber der S-Fläche des Nebengesteins.

Das Resultat ist demnach ein ausgesprochen mikrochorismatisches Gefüge, mit fluidal-verworrenschiefrieger Textur der Gefügeeinheiten (siehe Tafel I, 2).

Beeinflussung der Siderit-Quarzvererzung in der Oxydationszone

Die Verwitterung zu Brauneisen bewirkt typische Verdrängungsbilder. Längs Korngrenzen und hauptsächlich längs ausgezeichneten Spaltrissen dringt Brauneisen kanalartig in die Sideritkörner ein. Die Verdrängung ist oberflächlich vollständig, indem nur noch pseudomorph die Begrenzung der einzelnen Sideritkörner als Überreste vorhanden sind. Rhythmische Fällung aus Gelen ist häufig anzutreffen.

2. Hypidiomorphe, z. T. grobkristalline Skarnerze

a) Kataklastisch-hypidiomorphes Magnetit-Aegiringefüge

Magnetit (bis zu 50 Vol.%) bildet meist idiomorphe isometrische Körner. Durch Kataklastose bedingte Sprünge und Risse sind mit granoblastisch struiertem Quarz und Calcit ausgeheilt. Randlich ist eine schwache Martitisierung festzustellen. Hämatit, als dünnblättrige Schuppen ausgebildet, durchdringt das Gestein in lepidoblastischen Lagen. Aegirin erscheint mit Quarz poikiloblastisch verwachsen. Er enthält massenhaft Einschlüsse von kleinen Hämatitschüppchen. Die destruktiv-kataklastische Beeinflussung zeigt sich deutlich am Auseinanderreißen und Verbiegen einzelner Individuen. Die Kontaktflächen zwischen Aegirin und dem widerstandsfähigen Magnetit erweisen sich als besonders günstig für eine Ribbildung, wobei wiederum Quarz und Calcit die Zerrklüfte ausfüllen. Akzessorisch und immer mit einem linsig ausgebildeten granoblastischen Quarzgefüge vergesellschaftet, treten monogranulare Albite auf. Die kontaktlichen Beziehungen zwischen Skarngefüge und Sideritquarzstruktur sind besonders durch eine Verdrängung der Sideritrhoeder durch Aegirin ausgezeichnet. Nadelige bis stengelige Aggregate von Aegirin greifen in die Rhomboeder hinein, so daß typische Bilder symplektischer Interpositionen resultieren. Gleichartige Gefügehomoheiten bilden Reaktionsgefüge zwischen eingesprengten Sideritnestern und Magnetiten, wobei die Korngröße der Magnetite auf Kosten der Sideritrhoeder zunimmt. Solche Bilder sind sowohl intergranular als auch intragranular zu beobachten, indem die Siderite siebartig mit feinkörnigen Magnetiten durchsetzt sind (siehe Tafel I, 4, und Tafel II, 2).

Wesentliche Zunahme des Stilpnomelangehaltes verleiht im liegenden Teil (Grenzzone zum triasischen Marmor?) dem Magnetit-Aegiringefüge ein typisch mikrochorismatisches Aussehen und führt

b) zum stromatitischen Chlorit-Siderit-Quarzgefüge über.

Der Gehalt an lagigen, feinastomisierenden Chloritschuppen zusammen mit einem grano- bzw. lepidoblastischen Quarz-Sideritmosaik steigt zur Hauptsache auf Kosten von Magnetit und Aegirin an. Flatschige Linsen von feinkörnigem Siderit-Quarzgefüge durchsetzen die etwas verworren schiefrige Gesteinstextur.

c) Feinkörniges dichtes Hämatit-Aegiringefüge

Die salbandartig auf der Lagerstätte Martegn auftretende Struktur zeigt makroskopisch deutliche Lamination. Die Struktur ist im Dünnschliffbild durch eine ausgesprochene Eigengestaltigkeit des Aegirins ausgezeichnet. Er enthält massenhaft Einschlüsse von Hämatit. Quarz ist poikilitisch mit Aegirin verwachsen. Ebenso tritt er als Zwickelfüllung zwischen größeren Aegirinkristallen auf. Stilpnomelan reichert sich gern nesterartig an, indem er bis zu 4 mm dicke Pakete bildet. Seine Ausbildung ist immer feinblättrig. Hämatit kann zu Schlieren und Lagen angereichert sein, die der Struktur eine schwach bänderartige Textur verleihen. In Beziehung zu den Siderit-Quarzmassen lassen sich Interpositionsgefüge zwischen Aegirin und Siderit sowie zwischen Hämatit und Siderit erkennen. Die Durchdringungen sind unregelmäßig gestaltet. Fortgeschrittene metasomatische Beeinflussung führt zu Einschlüssen der verdrängten Sideritmasse.

Gegenüber dem ophthalmitischen Nebengestein sind Einbuchtungen in die porphyroklastische Struktur kennzeichnend. Aegirinnadeln sprießen büschelförmig in die Grundmasse des Nebengesteins hinein (siehe Tafel I, 3). Größere Kristalle sind zerbrochen und durch grobkristallinen Quarz wieder verkittet. Hämatitschuppen sind meist längs der Schieferungsfläche lagenartig angeordnet.

d) Grobkristalline Aegirin-Quarzstruktur

Längs Spannungsrissen innerhalb der Hämatitbänder und Siderit-Quarzlagen erscheint ein grobkristallines, sperriges Aegirin-Quarzgefüge. Es ist durch Idiomorphie der Aegirine ausgezeichnet. Die Kristalle sind strahlig und stengelig angeordnet und erreichen Längen von 1 dm. Feinblättrige Einschlüsse von Hämatit und isometrischem Quarz zeigen ein deutliches Dispersionsgefüge. Das Reaktionsgefüge gegenüber Siderit ist ausgezeichnet durch eine Grobkristallisation einzelner Sideritrhomboeder. Gleichartig verhält sich die Beziehung zu Hämatitbändern, wobei die Aegirinnadeln mit dem groblättrigen Rekristalliat von Hämatit sperrig struiert sind (Fig. 24).

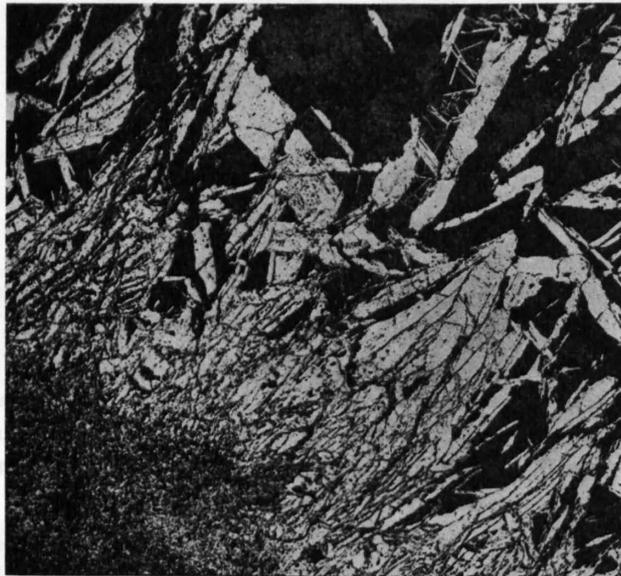


Fig. 24. Ausbildung groblättriger Hämatitaggregate. Reaktionszone der grobkristallinen Aegirin-Quarzstruktur gegenüber feinblättrigem Hämatiterz (links unten). Der Reaktionsraum ist durch eine Ausbildung groblättriger Hämatite (weiß) gekennzeichnet. Aegirin: dunkelgrau, Quarz: schwarz. Anschliff, 80 ×.

3. Feinkörnige Hämatit-Quarzbänder

a) Feinkörniges bis sehr feinkörniges Hämatit-Quarzgefüge

Makroskopisch erscheinen diese Strukturen dicht bis ophthalmitisch. Die Gemengteile bestehen aus lepidoblastischem Hämatit und granoblastischem Quarz. Daneben tritt ebenfalls in deutlichen Mengen Stilpnomelan auf. Hämatit bildet ein dünnblättriges Gewebe, das gut eingeregelt ist und durch streifiglinisige Anordnung granoblastischer Quarzkörner und lepidoblastischer Stilpnomelanschuppen eine zur Hauptsache schiefrig- bis lentikular-flasrige Textur erhält. Daneben bilden die Chloritschuppen bis zu 0,5 mm große Taschen innerhalb eines dichten Hämatitgefüges. Die polygonal umgrenzten, etwa 0,02 mm großen Quarze bilden mit lepidoblastischen Seriziten 3 bis 5 mm große Schlieren und Augen in Mosaikstruktur. Meistens liegen zwischen den Quarzkörnern Hämatitschuppen, die durch xenomorphe Begrenzung eine lepidoide Struktur aufweisen. Quarz kann gegenüber dem dichten Hämatiterz an Gehalt zunehmen und erscheint dann in zentimetergroßen Flatschen (Fig. 25 und 26).

Schräg zur verworren schiefrigen Textur verlaufen bis zu 5 mm breite Zerrklüfte, die durch ein grobes Rekristalliat von Hämatit und Quarz ausgeheilt wurden.

b) Siderit-Hämatiterz mit grobschichtiger Textur

An Stelle der eher bankigen Textur dichter Hämatiterze (a) fällt eine Makroschichtung einzelner, für sich getrennter Gefügeeinheiten auf. Die Einzelschichten sind generell 1 bis 5 mm mächtig und liegen in Wechsellagerung vor. Als Unterstruktureinheiten können unterschieden werden:

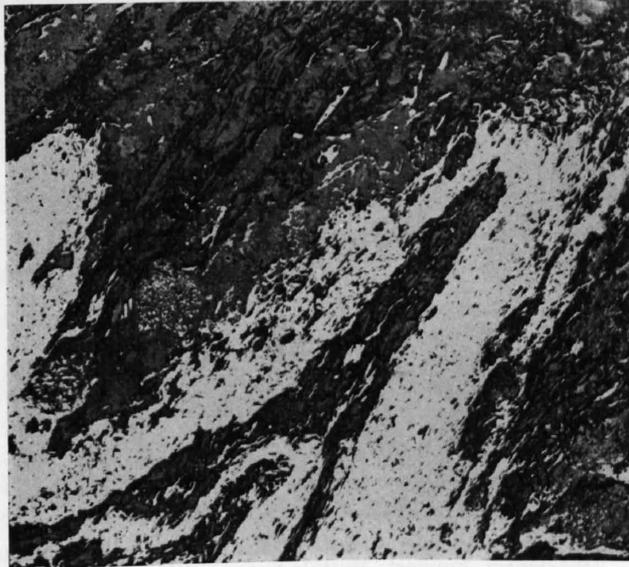


Fig. 25. Einfältelung von feinkörnigem Hämatiterz (weiß). Graues Mineral ist Quarz. Ebenfalls grau, aber weicher, Stilpnomelan. Anschliff, 60 ×.

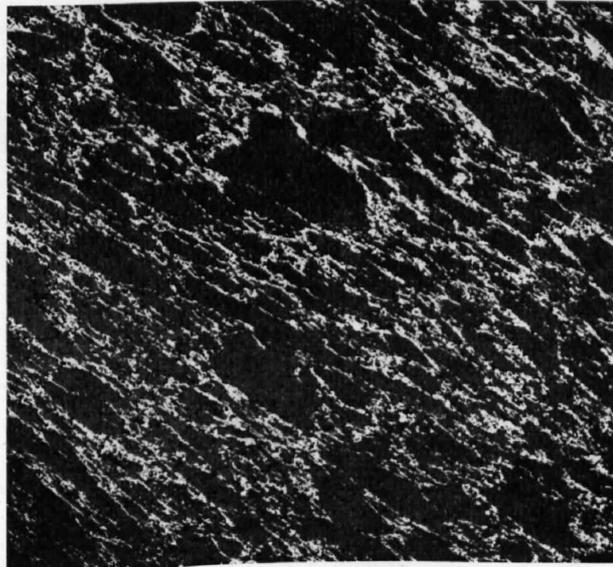


Fig. 26. Hämatit bildet lineargestreckte Lagen in granoblastischem Quarzgewebe. Anschliff, 80 ×.

- a) Feinblättrige, lepidoblastische, dichte Hämatitlagen mit einzelnen Chloritschuppen;
- b) granoblastisches Quarzmosaik mit Einsprengungen von Siderit und lepidoblastischen Serizit-schuppen;
- c) granoblastische Siderit-Quarzstreifen.

Einlagerungen von Ferrocacit sind untergeordnet anzutreffen. Auffallend ist, daß in mikroskopischen Dimensionen die Schichtung nicht beobachtbar ist. Die einzelnen Gefügeeinheiten sind miteinander meistens verzahnt und ergeben dadurch keine deutliche Konturierung eines mikrochorismatischen Gefüges. Spätere mechanische Beanspruchungen hatten eine gefältelte Textur (Einregelung) zur Folge. Die resultierenden grobgemengten Interpositionsgefüge können als eine primäre Bildung aufgefaßt werden. Weder Entmischungsstrukturen noch Zerfallsstrukturen, die auf eine Bildung des Hämatites aus einem Eisenoxydüberschuß enthaltenden Siderit schließen lassen würden, sind erkennbar. Die einfachste Erklärung ist diejenige einer gleichzeitigen Bildung (Fig. 27).



Fig. 27. Grobschichtige Textur von Hämatit (dunkelgrau, dicht), Siderit (etwas heller, meist mit Quarzlagen vermengt) und Quarz. Fundort: Muttala Sura. Nat. Größe.

VII. Zur chemischen Zusammensetzung der Erzlager

Durch den ausgesprochen inhomogenen Strukturaufbau der Sideritlagergänge ist zu erwarten, daß jede Probeentnahme in ihrer chemischen Zusammensetzung variieren wird. Die tabellarisch zusammengestellten Analysen von Gesamtkarbonatmassen, Hämatiterzen und Skarnerzen, geben dies eindrücklich wieder. Die folgende Tabelle gibt sämtliche Analysen wieder [ausgenommen sind die älteren Analysen von HUSEMANN (82)], die an Stückproben ausgeführt worden sind.

Tabelle 5.

	1	2	3	4	5	6	7	8	9
Unlösliches	5,60	27,97			7,15				
SiO ₂			46,59	10,60		51,65	25,98	18,76	47,63
Al ₂ O ₃				3,01		2,76			0,29
Fe ₂ O ₃				10,26		5,02			
FeO	45,45	36,05	26,61	33,69	47,91	17,17	35,81	40,42	24,82
MnO	4,50	2,60	2,47		3,82	1,81	0,39	5,43	2,34
CaO	1,13	0,79	0,80	2,40	1,21	2,40			2,69
MgO	6,00	4,14		5,47	4,79	1,39			2,54
H ₂ O				0,25		0,50			
CO ₂	37,20	28,15		32,59	36,58	16,05			
	99,88	99,70		98,27	101,46	98,75			
Fe	35,33	28,02	20,68	29,78	37,24	15,10	27,84	31,42	19,29
Mn	3,48	2,01	1,91		2,96	1,40	0,30	4,21	1,81
		10	11	12	13	14	15	16	17
Unlösliches		20,30							
SiO ₂			14,55	34,67	6,45	10,93	20,90	35,60	18,56
Al ₂ O ₃			5,08		4,26		3,88	5,60	
Fe ₂ O ₃				6,57	76,80	89,00	60,94	46,55	57,05
FeO		35,47	40,83	30,29				11,22	17,48
MnO		3,23	3,50				0,72		
CaO		6,44	1,94	3,11	4,70		0,04	Spur	3,14
MgO		3,20	3,55	1,26	0,25		0,14		0,66
H ₂ O				0,74					
CO ₂		31,31		22,29	5,15			0,65	3,16
Glühverlust			26,57				4,88		
		99,95	96,02	98,93	97,61	99,93		99,62	100,05
Fe		27,57	31,44	25,84	26,85	31,11	21,30	24,99	33,53
Mn		2,50	2,71				0,56		

Nr. 1 bis 12: Analysen von Siderit-Quarzmassen.

Nr. 13 bis 15: Analysen von Hämatiterzen.

Nr. 16 und 17: Analysen von Skarnerzen.

Herkunft	Bezeichnung	Analytiker	zitiert aus:
1. Sut Fuina	Gesamtkarbonatmasse	J. Jakob	NIGGLI (55)
2. Sut Fuina	Gesamtkarbonatmasse	J. Jakob	GROENEVELD (27)
3. Sut Fuina	Stückprobe	Stud. Ges.	HEIM (33)
4. Sut Fuina	Sideritstufe	Hinden	WILHELM (82)
5. Piz Grisch	Gesamtkarbonatmasse	Groeneveld	GROENEVELD (27)
6. Samada Sura	Siderit	Hinden	WILHELM (82)
7. Samada Sura	Siderit	Stud. Ges.	HEIM (33)
8. Samada Sura	Siderit	Markwalder	HEIM (33)
9. Samada Sura	Siderit	Stud. Ges.	HEIM (33)
10. Martegn	Gesamtkarbonatmasse	J. Jakob	NIGGLI (55)
11. Martegn	Siderit	Stud. Ges.	HEIM (33)
12. Muttala Sura	Siderit	Wilhelm	WILHELM (82)
13. Martegn	Hämatit	Hinden	WILHELM (82)
14. Muttala Sura	Hämatit	Wilhelm	WILHELM (82)
15. Muttala Sura	Hämatit	Stud. Ges.	HEIM (33)
16. Samada Sura	Skarn	Hinden	WILHELM (82)
17. Samada Sura	Skarn	Wilhelm	WILHELM (82)

VIII. Das Fe-sulfidische Erzlager am Hüreli

a) Situation und geologische Lagerung

Dieser Vererzungskörper war bis anhin unbekannt. Art und Charakter der Lagerstätte lassen vermuten, daß bei näheren Untersuchungen der Zwischenzone und der südlich angrenzenden Casanna-schieferserie noch weitere Stellen analoger Erzbildungen ausfindig gemacht werden könnten. Demnach will die folgende Beschreibung keineswegs den Anspruch auf Vollständigkeit erheben.

Die Lagerstätte befindet sich am SW-Abhang des Hüreli auf 2205 m, Koord. 749.450/154.650, Blatt San Bernardino der Landeskarte der Schweiz.

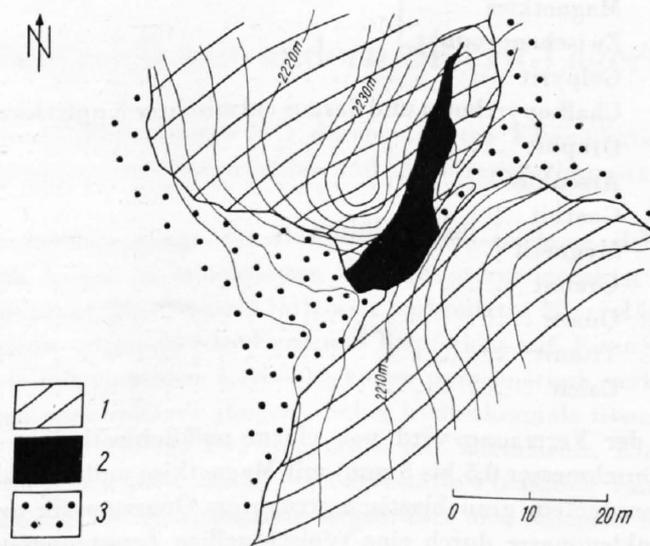


Fig. 28. Situation der Lagerstätte am Hüreli. 1 Serizit-Chlorit-Phyllit, 2 verruschelte Erzzone, 3 Gehängeschutt.

Die Vererzung ist streng auf eine mylonitisierte Kakiritzone beschränkt, welche randlich scharf gegen die stark laminiert-verfalteten Serizit-Chlorit-Phyllite der Zwischenzone abgrenzt. Die Verruschelungszone hat im Maximum eine Mächtigkeit von 12 m und läßt sich bis auf 2230 m verfolgen, wo sie an Ausdehnung abnimmt und rasch auskeilt. Wesentlich ist die Beobachtung, daß die Verruschelung im spitzen Winkel (Streichen der Kakiritzone N 25° E gegenüber Streichen des Nebengesteines von

N 40° E) zum Chloritgneis absetzt, somit die Schieferungsrichtung quer durchschlägt. Die an sie gebundene Vererzung muß also jünger als diejenigen Differentialbewegungen sein, die zur dislokationsmetamorphen Prägung der Nebengesteine führten (siehe Fig. 28).

Infolge des Gehaltes an Melnikovitpyrit erscheinen die durchschnittlich würfelförmigen (Kantenlänge 15 cm) Erzbruchstücke rostbraun bis grauschwarz. Als Zwischenmasse hat sich ein lockeres, feinkörniges schwarzes Pulver von gelförmigem Melnikovitpyrit oxydativ gebildet. Nebengesteinsbruchstücke gleicher Größe sind willkürlich eingelagert (siehe Fig. 29).



Fig. 29. Erzbruchstücke und Nebengesteinsbruchstücke in der Verruschelungszone. Ca. 1/4 nat. Größe.

b) Mineralogische Charakterisierung

An Mineralien treten auf:

Erzminerale:	Magnetkies	}	7%	
	Zwischenprodukt				
	Gelopyrit		17%	
	Chalkopyrrhotin und daraus entmischter Kupferkies		3%	
	Graphit		6%	
	Arsenkies		akzessorisch	
	Goethit	} längs Klüften	Hauptgemenge	
	Magnetit				akzessorisch
	Gangartminerale:	Granat		45%
		Quarz		18%
Titanit			2%	
Calcit			2%	

Die Grundstruktur der Vererzung wird von einem poikiloblastischen Implikationsgefüge der Granatporphyroblasten (Durchmesser 0,5 bis 3 mm) mit Magnetkies und Graphit als Gastkomponenten aufgebaut. Neben untergeordnetem granoblastisch struiertem Quarzmosaik und vereinzelt Titanitkristallen ist die Zwischenklemmasse durch eine typisch zellige Zersetzungsstruktur von Magnetkies charakterisiert (Bildung von Zwischenprodukt, birds-eye-Struktur und kugelig-konzentrisch-schaligen Melnikovit-Pyriten). 0,1 mm große Graphitblättchen liegen meist längs Korngrenzen der Gangartminerale. Einzelne zu Kupferkies entmischte Chalkopyrrhotine sind in der Gelopyritmasse eingeschlossen. Akzessorisch sind idiomorphe Arsenkiesbruchstücke zu beobachten. Als Produkt der Oxydationszone treten längs Klüften hauptsächlich Goethit und isometrische, deszendente gebildete Magnetite auf. Art und Charakter der Vererzung läßt eine primär kontaktpneumatolytische Bildung vermuten, die allerdings nur mehr reliktsch vorhanden ist (siehe Tafel II, 3 und 4).

C. Allgemeine Betrachtungen

1. Betrachtungen über die Metamorphose der Lagerstätten

Die Untersuchungen der Nebengesteine haben ergeben, daß diese von einer starken epimetamorph-kataklastischen Umformung erfaßt worden sind.

Die Vererzungskörper lassen ebenfalls Einwirkungen einer Dislokationsmetamorphose erkennen und sind demnach in ihren Verbandsverhältnissen umgelagert worden. Allein ihre verkehrte Lagerung spricht schon dafür. Im wesentlichen sind dabei folgende Erscheinungen festzustellen:

1. In bezug auf Struktur und Mineralbestand: Sowohl die Sideritquarzmassen als auch die Hämatiterze zeigen durchweg granoblastische Struktur. Kataklastische Strukturen sind lokalisiert aufzufinden. Die im wesentlichen hypidiomorph ausgebildeten Skarnerze weisen jedoch noch starke tektonische Beanspruchung auf.
2. Gemeinsame Einfältelung monoschematischer Strukturteileinheiten im internen Struktur-
aufbau der Lagergänge. Einfaltungen mit dem Nebengestein.
3. Zerrklüftbildungen als solche. Dazu postkristalline kataklastische Beanspruchung der Zerr-
klüftmineralien.
4. Jungalpine Bewegungen sind durch Rutschharnische und kleinräumige Verwerfungen aus-
gezeichnet.

An Hand der Lagerungsverhältnisse sowie der Verwachsungsstrukturen sind zeitliche Unterschiede in der Um- und Rekristallisation der angrenzenden Roffnagneise, der Siderit-Hämatitlagergänge und der Skarnbildungen feststellbar, und zwar in dem Sinne, daß die Nebengesteine bereits unter Epi-Bedingungen metamorphisiert vorlagen, bevor der eisenkarbonatische und eisenoxydische Mineralisierungsprozeß einerseits und die Skarnerzbildung andererseits eintrat. Letztere wäre als jüngste Bildung zu betrachten.

2. Vergleich mit andern Siderit-Lagerstätten

An Hand der von SCHNEIDERHÖHN (67) durchgeführten Klassifikation werden als Vergleichs-lagerstätten die Spateisengänge des Siegerlandes und die Eisenspatlagerstätten der Ostalpen berücksichtigt.

Gleich wie die Sideritlagergänge des Roffnakristallins zeichnen sich die Siegerländischen Spateisengänge durch Armut an Mineralarten aus. Haupterzmineral ist ein durchschnittlich 8,5% MnCO_3 enthaltender Eisenspat [BORNHARDT (6)]; weit verbreitetes Mineral ist ebenfalls Quarz. An Sulfiden treten wenige Prozente ausmachender Pyrit und Kupferkies auf. Eisenglanzkörper erscheinen teils selbständig, teils sind sie mit einzelnen Karbonatgängen paragenetisch verknüpft. Bemerkenswert ist die auf einzelnen Gängen anzutreffende jüngere, höher hydrothermale Generation, die neben Fahlerz, Kupferkies, Pyrit und Bornit analoge Bi-Paragenesen mit Wittichenit, Klaprothit und Wismutglanz aufweist [HÜTTENHAIN (36)], wie jene, die an der Lagerstätte Piz Grisch vorzufinden ist. Die Erzgänge sind in gleicher Weise linsen- bis lagergangartig angeordnet und scheinen nach SCHNEIDERHÖHN (67) spaltentektonisch bedingt zu sein.

Die regionale Provinz der metasomatischen Eisenspatlagerstätten der Ostalpen [O. FRIEDRICH (20)] umfaßt neben den weitaus verbreitetsten Lagerstätten, die durch Verdrängung paläozoischer Kalke entstanden sind, auch solche, die in metamorphen Silikatgesteinen aufsetzen. Die Mineralführung weist in ihren Extensitäts- und Intensitätsverhältnissen weitgehende Analogien mit unseren Sideritlagergängen auf. Es muß allerdings festgestellt werden, daß der dort mengenmäßig verbreitet auftretende Ankerit hier nicht vorhanden ist. Solche linsen- bis flözartige Sideritmassen sind von vielen Einzellagerstätten der nördlichen Grauwackenzone aus Kärnten und Steiermark bekannt. So liegen

beispielsweise Sideritlagergänge im Mürztaler Gneis bei Pitten, Erzschnitzen in einem Serizitschiefer (Porphyroid?) von Altenberg-Bohnekogel (Steiermark) und im Augengneis von Schwaz (Tirol) [REDLICH (62), A. KERN (41), O. FRIEDRICH (21)]. In vielen Fällen handelt es sich um gleichartige Sideritlagergänge, die mitunter einen relativ höheren, isomorph im Karbonatgitter enthaltenen Mn-Gehalt besitzen (Pitten: MnCO_3 : 9%). Sie sind allgemein der Schieferungsrichtung der Nebengesteine konkordant eingelagert, setzen öfters auch diskordant dazu ein. Untergeordneter Kiesgehalt (Pyrit, Kupferkies, Fahlerz) verbinden diese Lagerstätten mit den in der nördlichen Grauwackenzone auftretenden Kupferlagerstätten.

Zweifellos handelt es sich dabei um epigenetische Lagerstätten. Ihre Bildung aus hydrothermalen, aufsteigenden Lösungen ist unbestritten, ebenso auch, daß die Vererzung während der alpinen Orogenese stattfand. Es liegen auch keine unmittelbaren Beziehungen zu bestimmten magmatischen Intrusionen vor, so daß sie als telemagmatische Erzlagerstätten zu betrachten sind. Neuerdings hat SCHNEIDERHÖHN (68) versucht, auf Grund seiner Annahme, daß nur zwei hauptsächlich metallführende Orogenesen stattgefunden hätten (für Eurasien eine jungpaläozoische, für Nordamerika eine mesozoisch-tertiäre), die alpinotypen Lagerstätten insgesamt als regenerierte Lagerstätten zu betrachten. In einem unveröffentlichten Exkursionsbericht aus dem Jahre 1952 wendet sich P. NIGGLI gegen diese Annahme und führt als hauptsächlichstes Gegenargument die regionale Verbreitung der Eisenspatlagerstätten und der mit ihnen benachbarten Magnesiumerze und Blei-Zinkerze auf. Die einfachste genetische Interpretation wäre nach ihm, die Abstammung der Erzlösungen aus basischen Magmen (Ophiolithe) herzuleiten. Es wird im nächsten Kapitel versucht werden, an Hand regional bedingter Vergleiche der Fe-Vererzung des Roffnakristallins ebenfalls diesen Fragenkomplex zu beleuchten.

In bezug auf die Skarnmineralisationen an der Basis der Lagergänge von Samada Sura und Martegn lassen sich keine eindeutigen Vergleiche mineralassoziativer und genetischer Art mit den aus dem zentralschwedischen Eisenbezirk der archaischen Leptitformationen bekannten Skarneisenerzen herstellen. Diese sind meist ursächlich an Kalke und Dolomite gebunden und sind nirgends in Gesellschaft von Sideritlagergängen kristalliner Gebiete beschrieben worden.

3. Genetische Überlegungen

a) Die Eisenvererzung im Roffnakristallin und ihre Beziehungen zur Erzmineralisation Graubündens

Die Lagerungsverhältnisse, Struktur, Textur und Mineralbestand der Fe-Erzkörper im Roffnakristallin lassen zweifellos erkennen, daß es sich um epigenetische Bildungen handelt. Ihre chemische Zusammensetzung erlaubt zudem eine geochemische Einreihung in die Fe-Mn-Erzgruppe. Genetische Deutungen werden indessen erst dann verständlich, wenn sowohl die geologisch-tektonische Situation als auch die in der Nähe auftretenden Lagerstätten in Diskussion gestellt werden.

Betrachten wir zunächst die Lagerungsverhältnisse: Bereits die geographische Verteilung (Fig. 11 und Tafel III) läßt erkennen, daß sich die Lagergänge in nächster oder unmittelbarer Nähe der triasischen Einkeilungen der Surettadecke befinden. Dazu sind sie im Val Ferrera im Gebiet der eigentlichen Rückfaltungen konzentriert, welches durch Überschiebungsflächen, großräumige Verknetungen und Auswalgungen gekennzeichnet ist. Die Anlage dieser nach STAUB (74) und STREIFF (76) der Surettaphase zuzurechnenden Tektonisierung muß aber, wie dies an Hand der tektonischen Profile STREIFFS (76, S. 226) deutlich wird, bereits wohl primär während des oberkarbonischen Porphyraufbruches des Roffnakristallins und während der alpinen Hauptfaltungsphasen geschaffen worden sein, und zwar derart, daß die von Norden nach Süden gestaffelten Kristallinlappen mit den im ostalpinen Sektor charakteristischen Gleitbrettern zu korrelieren wären. Daraus möchte ich schließen, daß die regionale Konzentration der untersuchten Lagerstätten ursächlich in engster Funktion mit der Tektonisierung des Gebietes steht. Diese Folgerung wird noch dadurch bekräftigt, daß in westlicher Fortsetzung, d. h. im Gebiet der unter-

penninischen Decken, analoge Karbonatgänge nicht anzutreffen sind. Es sind also bevorzugte Bewegungsbahnen gewesen, die eine Vererzung erst möglich gemacht haben. Bereits WILHELM (82) vertrat eine ähnliche Deutung. Diese Gründe lassen zudem die Annahme ARNOLD HEIMS (33), es handle sich um syngenetische, schlierige Ausscheidungen bei der Erstarrung des Roffnakristallins, als fragwürdig erscheinen.

Die Frage, ob ursprünglich oxydations-metasomatische Anreicherungen als solche auf alten Verwitterungsflächen [HUTTENLOCHER (38)] vorlagen, die dann später im Zuge der alpinen Gebirgsbildung disloziert wurden, — die Sideritisierung somit eine Anreicherung aus deszendierenden, hydrothermalen Lösungen darstellen würde, müßte ebenfalls verneint werden. Inwieweit es sich allerdings um ein Zusammenspiel zwischen aszendierender Kohlensäure und möglicherweise bereits vorhandenen deszenten Karbonatimprägnationen handelt, wird kaum festzustellen sein.

Generell liegen die Siderit-Hämatit-Lagergänge mit schwacher Diskordanz im Gneis und senden Apophysen in das Nebengestein. Es muß hervorgehoben werden, daß dieses Eindringen teilweise die Textur des Gneises längs der Schieferungsfläche berücksichtigt, teilweise diese aber nicht beachtet und längs Spalten und Rissen schräg durchschlägt, somit zu einer Imprägnation des Nebengesteins führt. Die Vererzungserscheinungen wären also durch vorbestimmte Spalten tektonisch bedingt. Die Bedingungen für die Zirkulation relativ höher temperierter Fe-Na-SiO₂-Lösungen haben, wie dies die Skarnbildungen zeigen, lange über die Tektonisierungsphasen hinaus angehalten. Teilweise handelt es sich dabei um ausgesprochene Verdrängungsstrukturen gegenüber der Fe-Karbonat- und Oxyd-Paragenese. Mitunter führten diese Lösungen zu Auskristallisationen längs bereits vorhandenen Klüften.

An Fe-Mn-Erzgängen treten in Graubünden in der ostalpinen Silvretta-Gruppe im Val Tischi und Val Plazbi, Hämatit und eisenhaltige Karbonatlagerstätten geringerer Mächtigkeit auf [EUGSTER (16) und GROENEVELD-MEIJER (27)]. Als Hämatiterz sind sie an dolomitische, triasische Sedimente gebunden, als Karbonatgänge (Siderit, MnO: 1,66 Gew.-%) analoger Paragenese wie diejenigen des Roffnakristallins in Quarzporphyren und Buntsandstein. Für die Bildung der Karbonatgänge wird angenommen, daß es sich um ein Absetzen von Lösungen hydrothermalen Charakters handelt, welche bei untergeordneter Metasomatose des Nebengesteins längs bereits vorgezeichneten Klüftungen zum Absatz gelangte.

Große Ähnlichkeit in den Lagerungsverhältnissen und teils auch in der Mineralisation besitzen die in den triasischen Rückfalten der Surettadecke und in liasischen Brekzien der hochpenninischen Schamserdecken am Schmorrasgrat sich befindenden Mangan-Eisen-Erzlagerstätten [O. WILHELM (82), A. GLAUSER (25), E. NIGGLI (43), J. ALTMANN (1)]. Leider sind noch keine umfassenden erzlagerstättenkundlichen Arbeiten ausgeführt worden. Hauptsächlich sind die Erzlager von Fianell, SW der Lagerstätte von Sut Fuina, Piz Mazza, oberes Val Sterla, Starlera und Bergwiesen bearbeitet worden. Die Erzkörper sind teils an Überschiebungsflächen (Starlera) gebunden, teils bilden sie linsige bis lagerhafte Formen innerhalb der vorwiegend zu teilweise dolomitischem Marmor umgewandelten Surettatrias. Haupterze sind Hämatit, Braunit, Jakobsit. Randlich geht die Vererzung in Hämatitquarzite über. Neben Ca-Mg-Mn-Karbonaten treten auch Fe-Mn-Silikate auf. Auf Starlera wurden zusätzliche Mineralisationen der Nebengesteine mit Rutil und Zirkon gefunden. Chlorite, Talk, Hornblendeasbest, Epidot, Aegirin, Rhodonit, Granat, Turmalin und Beryll sind teils an Serizitschieferlagen (am Übergang zu Dolomit), teils auf gangartigen Adern (Skarnbildung) angereichert. Die gegenseitigen Beziehungen zwischen Nebengestein und Vererzungskörper sind noch nicht näher untersucht worden.

Schließlich läßt die Mineralisation der Sideritlagergänge wie auch diejenige des Roffnakristallins mit Fe-, Cu-(Pb/Bi-)Sulfiden eine genetische Beziehung zu den von ESCHER (15) bearbeiteten Cu-Lagerstätten Ursera, N Außerferrera [Vererzung des Trias-Quarzites mit Cu-Kies, Fahlerz, Bornit, Bleiglanz, Pyrit (Antimonit)], Pb-Zn-Lagerstätten auf Taspegn (hochpenninische Schamserdecken) und sulfidischen, vereinzelt auftretenden Erzspuren in den Splügener Kalkbergen erkennen.

So bleibt es möglich, daß die lagergangartigen Vererzungskörper des Roffnakristallins der gleichen, im weiteren Sinne magmatischen Abfolge zugezählt werden können, die zur Erzmineralisation des Schams und im speziellen des Val Ferrera führte. Ein direkter Zusammenhang mit einem Stammagma ist indessen nicht bekannt, somit gehören die Erzkörper zu den eigentlichen telemagmatischen Erzlagerstätten [SCHNEIDERHÖHN (67), NIGGLI (44, 55)].

b) Alter der Lagerstätten, Herkunft der Erzlösungen

Wie oben erwähnt, läßt sich ein genetischer Zusammenhang mit den Lagerstätten des Schams vermuten. Daraus folgt, daß die Sideritlagergänge auf alle Fälle nicht älter als Trias zu datieren sind. Andererseits liegen sie alpin-metamorphosiert vor, sind also mit Sicherheit älter als die alpine Hauptfaltung. Danach ergibt sich ein Zeitintervall zwischen Trias und Oberkreide.

Die Altersbetrachtung gestattet ferner über die Herkunft der Erzlösungen gewisse Folgerungen zu ziehen. Auf alle Fälle kann an eine Abstammung von den basischen Magmen gedacht werden, die zur Bildung der penninischen Ophiolithe in Mittelbünden Anlaß gegeben haben. Diese während einer relativ großen Zeitspanne (?Trias bis Kreide) vor und während der alpinen Faltung wirkenden Magmen haben, wie dies GEIGER (23) feststellt, Mn- und FeMn-Lösungen abgespalten, die zur Bildung von Manganerzen (mit Radiolariten vergesellschaftet) in Geosynklinalräumen führten.

Es läßt sich also vermuten, daß regional im Grenzgebiet des Penninikums und der Ostalpen ebenfalls Eisen-Mangan-Anreicherungen vorzufinden wären. Ein Beispiel solcher hydrothermalen Abspaltungen wären folgerichtig die Sideritlagergänge im Rofnakristallin. Ebenso hat EPPRECHT (12) die Eisenmanganerzlösungen, die zur telemagmatisch-exhalativen Ausfällung der Gonzenlager geführt haben, mit der Ophiolithprovinz Graubündens in Verbindung gebracht.

D. Zusammenfassung

In der vorliegenden Arbeit wurde das den nördlichsten Teil der mittelpenninischen Surettadecke aufbauende granitische Roffnakristallin petrographisch behandelt und seine meist an Grenzregionen gelegenen Siderit-Hämatit-Lagergänge erzlagerstättenkundlich bearbeitet.

Die Untersuchung des granitischen Roffnakristallins läßt eine epi-dislokationsmetamorphe Umformung erkennen, die zu texturell verschiedenartigen Tektonitderivaten eines primären Granitporphyres führte. Der Deckenkern ist durch ausgesprochen homöochemische Gesteinsserien gekennzeichnet. Die Kristallisation des granitischen Magmas muß relativ erdoberflächennah vonstatten gegangen sein. Als Ummantelung finden sich tuffitische Gesteinsserien vor. Im Zuge eines nachträglichen, alttertiären, alleinigen Vorrückens der Surettadecke wurde das Roffnakristallin mechanisch durchbewegt und bruchartig verformt. Dafür zeugen Dislokationsbrekzien und Bruchbrekzien, die hauptsächlich in den Grenzregionen gegenüber den hochpenninischen Schamser-Deckeneinheiten konzentriert sind. Die im wesentlichen aus Siderit (manganhaltiger Sideroplesit), Hämatit und Quarz bestehenden Lagergänge sind ebenfalls alpin-metamorph umkristallisiert, jedoch jünger als die epi-dislokationsmetamorphe Umformung des Nebengesteins. Längs Spalten und Rissen sind vermutlich aszendierende, hypogene Erzlösungen eingedrungen und führten zu einer spaltentektonisch bedingten Imprägnation des Nebengesteins. Höher temperierte Fe-Na-SiO₂-Lösungen waren über die alpinen Faltungsphasen hinaus mobilisiert und ergaben, grob kataklastisch etwas beeinflusste, salbandartige hypidiomorphe Skarnstrukturen von Aegirin, Magnetit und Hämatit. An sulfidischen Erzen treten sowohl im Roffnakristallin als auch in der Karbonat-Quarzmasse Pyrit, Kupferkies und Fahlerz auf. Geringe Mengen an Cu-Bi-Mineralien (Emplektit, Klaprothit, Wittichenit, Wismutglanz, Wismut-Fahlerz) wurden im Hangenden der Lagerstätte Piz Grisch beobachtet.

Mineralisation und tektonische Lagerungsverhältnisse gestatten, genetische Beziehungen mit den in der Umgebung sich vorfindenden Fe-Mn-Erzlagerstätten herzustellen. Das mit Sicherheit feststellbare mesozoische Alter der Lagergänge läßt vermuten, daß es sich um telemagmatische Abspaltungen des im gleichen Zeitraum wirkenden basischen Magmas handelt, das zur Ophiolithprovinz des Oberhalbsteins und der damit verbundenen Mangan-Vererzung Anlaß gab.

Abstract

The paper is devoted to a discussion of the petrology of the granitic rocks in the northern part of the Pennine Suretta-nappe and a treatment of the mineralogy of the related siderite and haematite ore bodies, which are mainly situated on the border of the crystalline core.

The investigation shows, that an intensive dislocation - metamorphism took place, which produced various structurally different tectonites from the primary granite-porphyry. The crystalline core is characterized by its pronounced isochemistry. The crystallisation of the granitic magma probably took place relatively near the Earth's surface. Metamorphosed tuffites are found in the immediate cover of the granitic nappe. By a later isolated Tertiary movement of the Suretta-nappe the crystalline core was mechanically deformed producing various types of breccias.

Hypogene ore - solutions were active along cracks, leading to an impregnation of the wall-rock. The ore deposits consisting mainly of siderite and haematite have been recrystallized. Fe-Na-SiO₂-solutions were mobilized during the alpine movements and gave rise to idiomorphic Skarn-structures (with aegirine, magnetite and haematite) which now, however, appear somewhat cataclastically influenced. Sulphide impregnations consisting of pyrite, chalcopyrite and tetrahedrite are found in the gneissic wall-rock as well as in the ore bodies. Small quantities of Cu-Bi-minerals (emplectite, klaprothite, bismuthinite and Bi-tetrahedrite) were observed in the roofwall of the ore deposit of Piz Grisch.

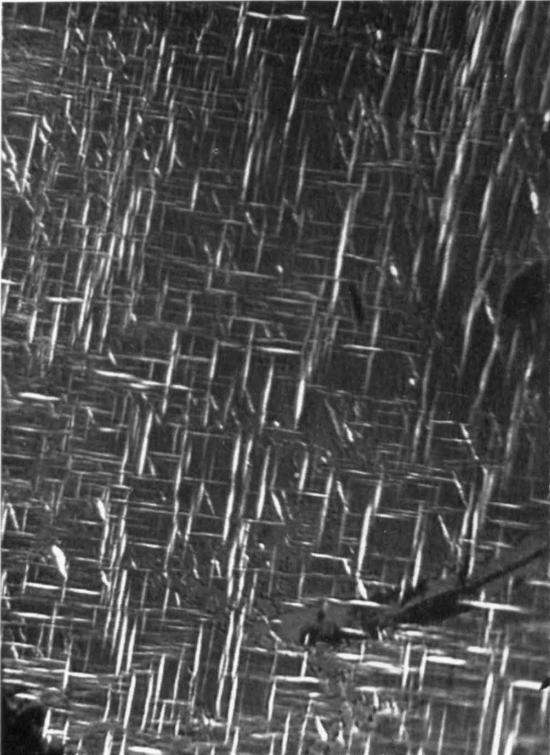
Mineralisation and structural relationship point to a paragenetical connection with the well-known iron-manganese ore deposits found in the neighbourhood. The age of the ore deposition is definitely Mesozoic and makes it reasonable to presume, that the telemagmatic ore mineralisation was derived from the same basic magmas, which also led to the Ophiolite Province of the Oberhalbstein and its associated manganese ore deposits.

Literaturverzeichnis

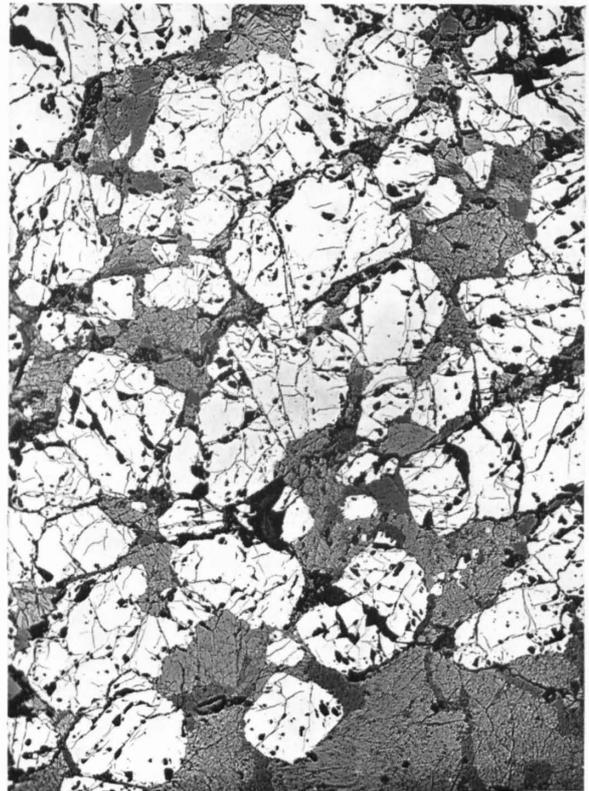
(S. M. P. M. = Schweiz. Mineral. u. Petr. Mitteilungen)

1. ALTMANN, J.: Die Eisen- und Manganerze in der Trias des Ferreratales. Unveröffentlichte Diplomarbeit, Min.-Petr. Institut der ETH, 1946.
2. ARBENZ, P.: Geologie von Mittelbünden. Peterm. Geogr. Mitt. Heft 5/6, 1928.
3. BEARTH, P.: Bemerkungen zur Metamorphose und Granitbildung im Monte-Rosa-Gebiet. S. M. P. M., 29, 1949.
4. BEARTH, P.: Geologie und Petrographie des Monte Rosa. Beiträge zur Geol. Karte der Schweiz, N. F., 96, 1952.
5. BODMER-BEDER, A., in HEIM, A.: Geologie der Hochalpen zwischen Reuß und Rhein. Beiträge zur geol. Karte der Schweiz, 25, 1891, S. 382.
6. BORNHARDT, W.: Die Gangverhältnisse des Siegerlandes und seine Umgebung. Archiv f. Lagerstättenforschung, 1, 1910.
7. BURRI, C., und NIGGLI, P.: Die jungen Eruptivgesteine des mediterranen Orogens, 1. Hauptteil. Vulkaninstitut Im. Friedländer, 3, Zürich 1945.
8. BURRI, C.: Das Polarisationsmikroskop. Birkhäuser, Basel 1950.
9. CHAMOT und MASON: Handbook of Chemical Microscopy, Vol. II. Chapman & Hall, London 1930.
10. CORNELIUS, H. P.: Zur Deutung gefüllter Feldspäte. S. M. P. M., 15, 1935.
11. CORNELIUS, H. P., und CLAR, E.: Geologie des Großglockner-Gebietes, Teil 1. Abhandlungen der Zweigstelle Wien der Reichsstelle für Bodenforschung, 25, 1939.
12. EPPRECHT, W.: Die Eisen-Mangan-Erze des Gonzen. Beiträge zur Geol. der Schweiz, Geotechn. Serie, 24, 1946.
13. EPPRECHT, W.: Die Gitterkonstanten der Turmaline. S. M. P. M., 33, 1953.
14. ESCHER, A., und STUDER, B.: Geologie von Mittelbünden. N. Denksch. d. allg. Schweiz. Gesellschaft für die Ges. Naturwiss., 1839.
15. ESCHER, ED.: Erzlagerstätten und Bergbau im Schams, in Mittelbünden und im Engadin. Beitr. zur Geol. der Schweiz, Geotechn. Serie, 18, 1935.
16. EUGSTER, H.: Die Eisenlagerstätten im Val Tschingel und Val Plazbi. Die Eisen-Mangan-Erze der Schweiz. Beiträge zur Geologie der Schweiz, Geotechn. Serie, 13/1, 1923.
17. EXNER, CH.: Tektonik, Feldspatbildung und deren gegenseitige Beziehungen in den östlichen Hohen Tauern. Tscherm. Min. Petr. Mitt., Dritte Folge, 1, 1950.
18. FEHLMANN, H., und DE QUERVAIN, F.: Eisenerze und Eisenerzeugung in der Schweiz. Beiträge zur Geologie der Schweiz, Geotechn. Serie, 13/8, 1952.
19. FERRARI, G., und COLLA, C.: Soluzioni solide fra carbonati neutri, romboedrici di metalli bivalenti. Gazz. Chim. Ital., 66, 1936.
20. FRIEDRICH, O. M.: Überblick über die ostalpine Metallprovinz. Zs. Berg.-Hütten.-Sal. W., 85, 1937.
21. FRIEDRICH, O. M.: Zur Lagerstättenkarte der Ostalpen. Radex-Rundschau, 7/8, 1953.
22. GANSSER, A.: Der Nordrand der Tambodecke. Geol. und Petr. Untersuchungen zwischen San Bernardino und Splügenpaß. S. M. P. M., 17, 1937.
23. GEIGER, TH.: Manganerze in den Radiolariten Graubündens. Beiträge zur Geol. der Schweiz, Geotechn. Serie, 27, 1948.
24. Geologischer Führer der Schweiz, Fasc. III und XIV. Basel, Wepf & Cie., 1934.
25. GLAUSER, A.: Bergwirtschaftliche Berichte über die Manganlagerstätten Fianell und Starlera. Unveröffentlicht, 1941 bis 1945.
26. GOLDSMITH, J. R., und LAVES, F.: Potassium Feldspars structurally intermediate between Microcline and Sanidine. Geochim. et Cosmochim. Acta, 6, 1954.
27. GROENEVELD-MEIJER, W. O.: Die Siderit-Gänge und Lager Graubündens. Unveröffentlichte Diplomarbeit. Min. Petr. Institut der ETH, 1950.
28. GRUBENMANN, U., und NIGGLI, P.: Die Gesteinsmetamorphose, Bd. I. Gebr. Bornträger, Berlin 1924.
29. GRUNER, J. W.: Composition and Structure of Stilpnomelane. Am. Min., 22, 1937.
30. HEIM, ALBERT: Geologie der Hochalpen zwischen Reuß und Rhein. Beiträge zur Geol. Karte der Schweiz, 25, 1891.
31. HEIM, ALBERT: Über die nordöstlichen Lappen des Tessiner-Massives. Geologische Nachlese Nr. 17, Vierteljahresschr. der Naturf. Gesellschaft in Zürich, 51, 1906.
32. HEIM, ALBERT: Geologie der Schweiz, Bd. 2. Tauchnitz, Leipzig 1920.
33. HEIM, ARNOLD (mit TARNUZZER, CHR.): Die Eisen-Mangan-Erzlagerstätten im Val Ferrera. Beiträge zur Geologie der Schweiz., Geotechn. Serie, 13/1, 1923.
34. HÖDL, A.: Über Chlorite der Ostalpen. N. Jahrb. für Min., Abt. A. 77, 1942.
35. HÜGI, TH.: Gesteinsbildend wichtige Karbonate und deren Nachweis mittels Färbmethoden. S. M. P. M., 25, 1945.
36. HÜTTENHAIN, H.: Entstehung der Ausfällungsmasse der Siegerländer Spateisengänge. «Siegerland», 1938.
37. HUTTENLOCHER, H.: Zur Kenntnis verschiedener Erzgänge aus dem Penninikum und ihre Metamorphose. S. M. P. M., 5, 1925.
38. HUTTENLOCHER, H.: Die Erzlagerstättenzonen der Westalpen. Beiträge zur Geologie der Schweiz. Geotechn. Serie, Kleinere Mitteilungen 4, 1934. S. M. P. M., 14, 1934.
39. HUTTON, C. O.: The Stilpnomelane Group of Minerals. Min. Mag. 25, London 1938.
40. JÄCKLI, H.: Geologische Untersuchungen im nördlichen Westschams (Graubünden). Ecl. Geol. Helv., 34, 1941.
41. KERN, A.: Raumform und Raumlage der Erzführung der nördlichen Grauwackenzone von Liezen bis Payerbach und ihre Bedeutung im Rahmen der übrigen, für die Lagerstättenbildung maßgebenden Einflüsse. Diss. Mont. Hochschule Leoben, 1943.
42. LOUPEKINE, S.: Graphical Derivation of Reflective Index E for the trigonal Carbonates. Am. Min. 22, 1947.
43. NIGGLI, E.: Magnetische Messungen an der Mangan-Eisenerz-Lagerstätte Fianell, Val Ferrera. S. M. P. M., 26, 1946.
44. NIGGLI, P.: Versuch einer natürlichen Klassifikation der im weiteren Sinne magmatischen Erzlagerstätten. Abhandlungen zur praktischen Geologie und Bergwirtschaftslehre, 1, 1925.

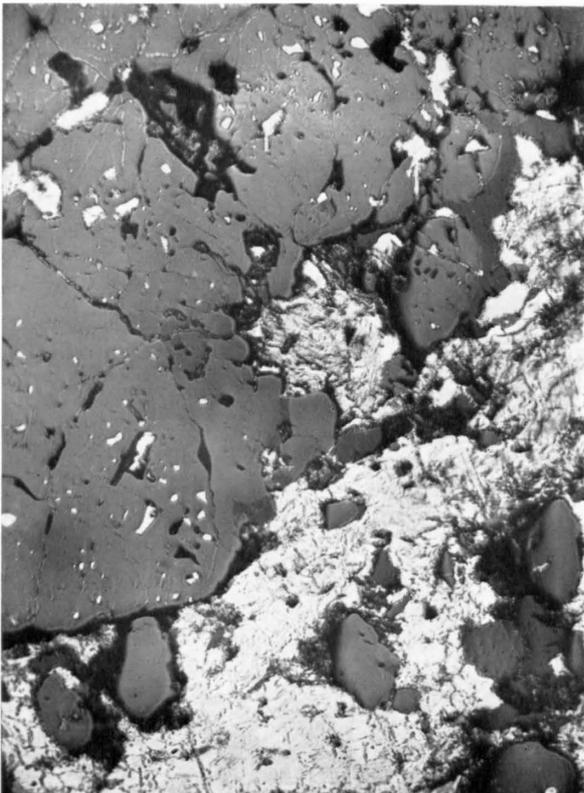
45. NIGGLI, P.: Tabellen zur allgemeinen und speziellen Mineralogie. Gebr. Bornträger, Berlin 1927.
46. NIGGLI, P., DE QUERVAIN, F., und WINTERHALTER, R. U.: Chemismus schweizerischer Gesteine. Beitr. zur Geol. der Schweiz., Geotechn. Serie, 14, 1930.
47. NIGGLI, P.: Die quantitative mineralogische Klassifikation der Eruptivgesteine. S. M. P. M., 11, 1931.
48. NIGGLI, P.: Zur Zusammensetzung und Bildung der Serizite. S. M. P. M., 13, 1933.
49. NIGGLI, P.: Über die chemische Zusammensetzung der Alkaliglimmer. Zs. für Krist. (A), Bd. 96, 1937.
50. NIGGLI, P.: Über Molekularnormen zur Gesteinsberechnung. S. M. P. M., 16, 1936.
51. NIGGLI, P.: Die leukogranitischen, trondhjemitischen und leukosyenitgranitischen Magmen und die Anatexis. S. M. P. M., 26, 1946.
52. NIGGLI, P.: Tabellen zur Petrographie und zum Gesteinsbestimmen, Selbstverlag Min. Petr. Inst. der ETH, 1946.
53. NIGGLI, P.: Gesteine und Minerallagerstätten, Bd. I. Birkhäuser, Basel 1948.
54. NIGGLI, P.: Probleme der alpinen Gesteinsmetamorphose. S. M. P. M., 30, 1950.
55. NIGGLI, P.: Eisen-Manganerzlagerstätten der Schweizeralpen. Geologie en Mijnbouw, 13, Den Haag 1951.
56. PALACHE, CH., FRONDEL, C.: Dana's System of Mineralogy. Vol. II, 1951, Chapman & Hall, London.
57. PARKER, R. L.: Die Mineralfunde der Schweizeralpen. Wepf & Co., Basel 1954.
58. DE QUERVAIN, F., und FRIEDLAENDER, C.: Chemismus schweizerischer Gesteine, 1. Nachtrag. Beiträge zur Geol. der Schweiz, Geotechn. Serie, 20, 1942.
59. DE QUERVAIN, F.: Fundstellen mineralischer Rohstoffe in der Schweiz. Kümmerly & Frey, Bern 1953.
60. RANKAMA, K., und SAHAMA, TH.: Geochemistry. Univ. Chicago Press, Chicago 1950.
61. RAMDOHR, P.: Die Erzminerale und ihre Verwachsungen. Akademie-Verlag Berlin, 1950.
62. REDLICH, K.: Die Geologie der Inner-Österreichischen Eisenerzlagerstätten. Beiträge zur Geschichte des österreichischen Eisenwesens, 1, 1931.
63. ROTHHAAN, H. PH.: Petrographische Untersuchungen in den Bergen der Umgebung von Vals. Jahresberichte der Naturf. Ges. Graubündens, 59, 1919.
64. RÜETSCHI, G.: Zur Kenntnis des Rofnagesteines. Dissertation Universität Zürich, 1903.
65. SCHMIDT, C.: Beiträge zur Kenntnis der im Gebiete von Blatt XIV der Geol. Karte der Schweiz im Maßstab 1:100 000 auftretenden Gesteine. Beiträge zur Geol. Karte der Schweiz, 25, 1891.
66. SCHMIDT, C.: Iron ore resources of the world, «Switzerland». Stockholm 1910.
67. SCHNEIDERHÖHN, H.: Lehrbuch der Erzlagerstättenkunde, 1. Band. Gustav Fischer, Jena 1941.
68. SCHNEIDERHÖHN, H.: Genetische Lagerstättengliederung auf geotektonischer Grundlage. Neues Jahrb. für Mineralogie, 47, 1952.
69. STAUB, R.: Petrographische Untersuchungen im westlichen Berninagebirge. Vierteljahrssch. der Naturforschenden Gesellschaft in Zürich, 1915.
70. STAUB, R.: Geologische Beobachtungen im Avers und Oberhalbstein. Ecl. Geol. Helv., 15, 1919.
71. STAUB, R.: Neuere Ergebnisse der geologischen Erforschung Graubündens. Ecl. Geol. Helv., 16, 1920.
72. STAUB, R.: Über Wesen, Alter und Ursachen der Gesteinsmetamorphosen in Graubünden. Vierteljahrssch. der Naturf. Gesellschaft in Zürich, 1920.
73. STAUB, R.: Der Bau der Alpen. Beitr. zur Geol. Karte der Schweiz, N. F., 52, 1924.
74. STAUB, R.: Gedanken zum Bau der Westalpen zwischen Bernina und Mittelmeer. Viertelj. der Naturf. Gesellschaft Zürich, 82, 1937.
75. STAUB, R.: Einige Ergebnisse vergleichender Studien zwischen Wallis und Bünden. Ecl. Geol. Helv., 31, 1938.
76. STREIFF, V.: Geologische Untersuchungen im Ostschams, Graubünden. Diss. Universität Zürich, 1939.
77. STUTZ, A.: Die Gesteine der Arollaserie im Valpelline. S. M. P. M., 20, 1940.
78. TRÖGER, W.: Tabellen zur optischen Bestimmung der Gesteinsbildenden Mineralien. E. Schweizerbart'sche Verlagsbuchhandlung, Stuttgart 1952.
79. DE VILLIERS, A.: Some minerals occurring in South African Manganese Deposits. Trans. Geol. Soc. South Africa, 48, 1946.
80. VOS, H. B.: Die Eisenerzlagerstätte im Kristallin des Val Ferrera. Unveröffentlichte Diplomarbeit, Min.-Petr. Institut der ETH, 1946.
81. WELTER, O. A., und MEYER, H.: Zur Geologie des südlichen Graubündens. Monatber. der Deutschen Geol. Gesellschaft, 62, 1910.
82. WILHELM, O.: Die Eisen-Mangan-Erzlagerstätten im untern Aversertal (Val Ferrera, Graubünden). Zs. für prakt. Geologie, 30, 1922.
83. WILHELM, O.: Versuch einer neuen tektonischen Interpretation der Rofnagneise. Ecl. Geol. Helv., 16, 1922.
84. WILHELM, O.: Geologie der Landschaft Schams (Graubünden). Beiträge zur Geol. Karte der Schweiz, N. F., 64, 1933.
85. WINCHELL, A. L.: Elements of optical Mineralogy, Part. II. Chapman & Hall, London 1951.
86. WÜLFING, E.: Untersuchung zweier Glimmer aus den Gneisen des Rheinwaldhorn-Massivs. Ber. D. Chem. Ges. 9, 1886.
87. ZAWADYNSKI, L.: Geologisch-Petrographische Untersuchungen in der Valle Onsernone, Tessin. S. M. P. M., 32, 1952



1. Bornit mit Entmischungslamellen von Kupferkies // (100) und (111). Rechts unten, längs Rissen: Covellin. Anschliff. 1000 ×, Ölimmersion. Fundort: Piz Grisch.



2. Hypidiomorphes Magnetit-Aegiringefüge. Magnetit (hell, weiß) u. Aegirin (grau) sind durch Risse und Sprünge kataklastisch beeinflusst. Quarz (dunkelgrau) ist teils isometrisch, teils als Kittsubstanz ausgebildet. Anschliff, 15 ×. Fundort: Samada Sura.



3. Granatidioblasten mit Einschlüssen von Magnetkies. Daneben Zersetzungsstruktur von Magnetkies nach Gelpyrit. Anschliff, 100 ×. Fundort: Hüreli.



4. Birds-eye-Struktur, als Zersetzungsprodukt des Magnetkieses (grau, hell). Innerhalb des Magnetkieses treten einzelne Graphittäfelchen auf (dunkelgrau). Anschliff, 600 ×, Ölimmersion. Fundort: Hüreli.

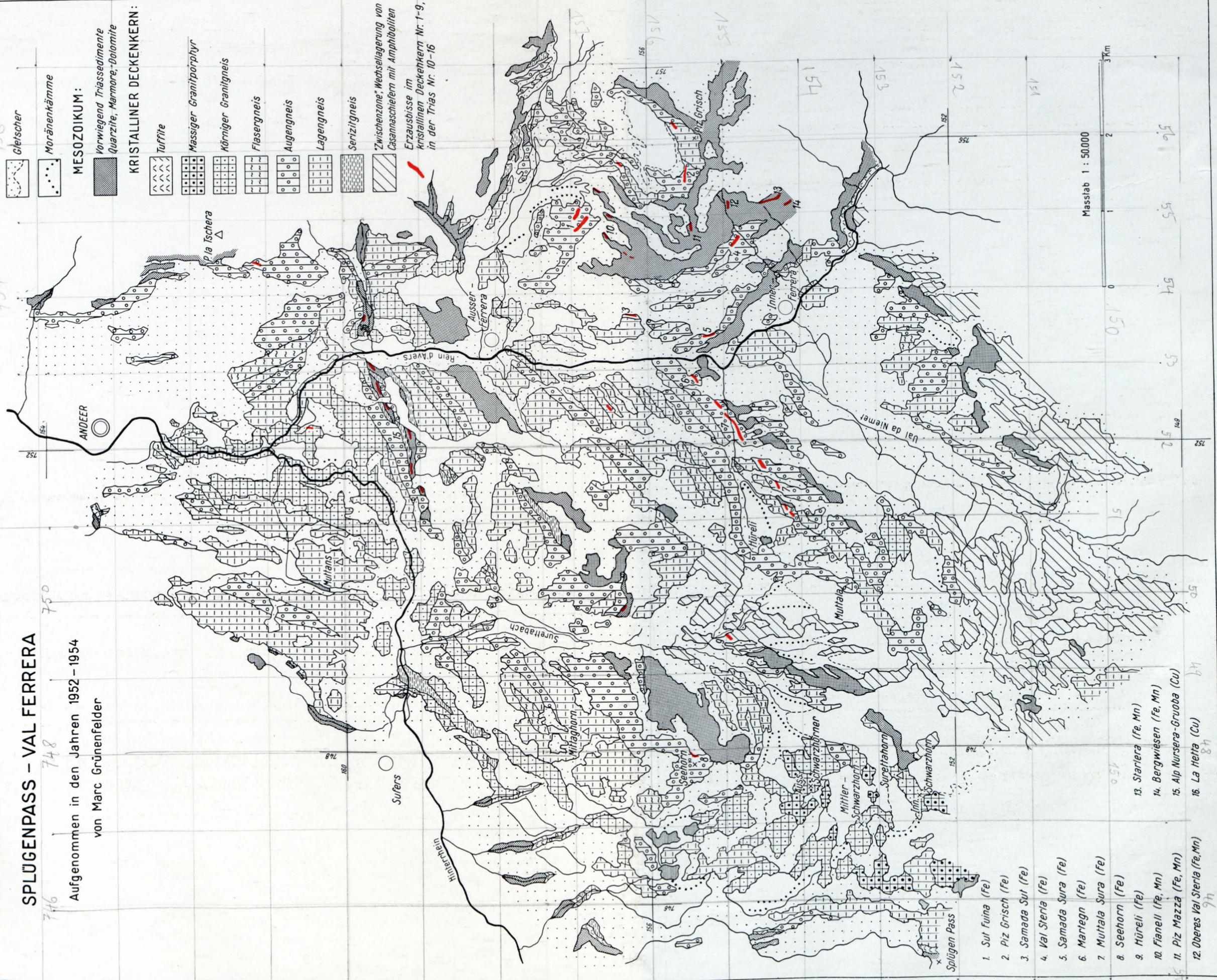
PETROGRAPHISCHE KARTENSKIZZE

SPLÜGENPASS - VAL FERRERA

Aufgenommen in den Jahren 1952 - 1954
von Marc Grünfelder

LEGENDE

- QUARTÄR: See
- Schutt allgemein
 - Alluvionen
 - Gleischer
 - Moränenkämme
- MESOZOIKUM:
- Vorwiegend Triassedimente
Quarzite, Marmore, Dolomite
- KRISTALLINER DECKENKERN:
- Tuffite
 - Massiger Granitporphyr
 - Körniger Granitgneis
 - Flasergneis
 - Augengneis
 - Lagengneis
 - Serizitgneis
 - "Zwischenzone" Wechsellagerung von
Casamuschelern mit Amphiboliten
- Erzausbisse im
kristallinen Deckenkern Nr. 1-9,
in der Trias Nr. 10-16



1. Sul Fuina (Fe)
2. Piz Grisch (Fe)
3. Samada Sul (Fe)
4. Val Steria (Fe)
5. Samada Sura (Fe)
6. Martegn (Fe)
7. Miltala Sura (Fe)
8. Seehorn (Fe)
9. Hürel (Fe)
10. Fianell (Fe, Mn)
11. Piz Mazza (Fe, Mn)
12. Oberes Val Steria (Fe, Mn)
13. Starlera (Fe, Mn)
14. Bergwiesen (Fe, Mn)
15. Alp Nursera-Gruoba (Cu)
16. La Hetta (Cu)